

SÉRIE N° 58
N° D'ORDRE : 152

THÈSES

présentées à la
FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY
pour l'obtention du grade de
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Michel CLIN

Preinière Thèse :

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA HAUTE CHAÎNE DES PYRÉNÉES CENTRALES
ENTRE
LE CIRQUE DE TROUMOUSE ET LE CIRQUE DU LYS**

Deuxième Thèse :

Propositions données par la Faculté

Soutenues publiquement le 21 février 1959, devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. M. ROUBAULT	Président
P. RÉMY	} Examineurs
J. BOLFA	
G. MILLOT	Invité

THÈSES

présentées à la
FACULTÉ DES SCIENCES DE L'UNIVERSITÉ DE NANCY
pour l'obtention du grade de
DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Michel CLIN

Première Thèse :

**ÉTUDE GÉOLOGIQUE
DE LA HAUTE CHAÎNE DES PYRÉNÉES CENTRALES
ENTRE
LE CIRQUE DE TROUMOUSE ET LE CIRQUE DU LYS**



Deuxième Thèse :

Propositions données par la Faculté

Soutenues publiquement le 21 février 1959, devant la Commission d'Examen

JURY :

MM. M. ROUBAULT	Président
P. RÉMY	} Examineurs
J. BOLFA	
G. MILLOT	Invité

UNIVERSITÉ DE NANCY - FACULTÉ DES SCIENCES

Doyen
M. URION

Assesseur
M. ECHEVIN

Doyens honoraires
MM. HUSSON, CORNUBERT, DELSARTE

Professeurs honoraires

MM. DARMOIS E.	MM. EICHHORN
GUTTON	CAPELLE
CROZE	GODEMENT
DARMOIS G.	DUBRELL
RAYBAUD	SCHWARTZ
FALLOT	DIEUDONNE
LAFFITE	de MALLEMAND
LERAY	LONGCHAMBON
HUSSON	OLMER
DONZELOT	DODE
JOLY	GAUTHIER

Maîtres de conférences

MM. RAUX, LIENHART

Professeurs

CORNUBERT	Chimie organique	MM. GUILLIEN	Electronique
CHEVALLIER	Physique	GIBERT	Chimie phys. et électrochimie
URION	Chimie biologique	HERVE	Calcul phys. et électrochimie
DELSARTE	Analyse supérieure	LEGRAS	Mécanique rationnelle
REMY	Zoologie	DAVID	Chimie biologique
ROUBAULT	Géologie	BOLFA	Minéralogie
GUERIN	Chimie industrielle	NICLAUSE	Chimie
VEILLET	Biologie animale	FAIVRE	Physique appliquée
ECHEVIN	Botanique	AUBRY	Chimie minérale
WAHL	Chimie org. industr.	COMOLET	Mécanique appliquée
BARRIOL	Chimie théorique	DUVAL	Génie chimique
BIZETTE	Physique	COPPENS	Radiogéologie

Maîtres de conférences

WERNER	Botanique	MM. MALAPRADE	Chimie
FRUHLING	Radiotechnique	REGNIER	Chimie minérale
GAYET	Physiologie	LE GOFF	Génie chimique
MANGENOT	Phytopathologie	KERN	Minéralogie
LIONS	M. M. P.	WEPPE	Minéralogie appliquée
GARNIER	Agronomie	LERMUSIAUX	Physique de l'état métal.
BRUHAT	Mathématiques générales	BERNARD	Géologie
SADRAN	Géochimie	ARAGNOL	Mathématiques (propédeut.)
CHAPON	Chimie biologique	BONVALET	Mécanique appliquée
HADNI	Physique	N	Chimie
e ROIZEN	Physique	N	Physique théorique et
HILLY	Géologie de la Lorraine		nucléaire

Secrétaire
M. LAPCINTE



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41555807_0036

A mes parents

A mon épouse

A Monsieur le Professeur Marcel ROUBAULT

*Directeur de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée
et de Prospection Minière*

SOMMAIRE

	Pages
AVANT-PROPOS	9
RÉSUMÉ	15
INTRODUCTION	17

PREMIÈRE PARTIE

EXPLICATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

CHAPITRE I. — Stratigraphie des terrains anté-gothlandiens	29
CHAPITRE II. — Les terrains gothlandiens et dévoniens	67
I. — Les schistes carburés et les calcaires gothlandiens	67
II. — Les assises dévoniennes	68
CHAPITRE III. — Stratigraphie et paléogéographie des terrains permo-carbonifères ..	81
CHAPITRE IV. — Tectonique. Les unités structurales	115
CHAPITRE V. — Monographie des massifs cristallins	133
I. — Cadre structural	133
II. — Les granites du Lys-Caillaouas	134
III. — Le massif de Bielsa-Héas-Gavarnie	163
IV. — Le granite de Bordères	167
V. — Le granite de Néouvielle	168

DEUXIÈME PARTIE

ANALYSE STRUCTURALE

	Pages
GÉNÉRALITÉS	173
CHAPITRE I. — Les déformations à l'échelle de l'affleurement	177
I. — Les déformations discontinues	177
II. — Les déformations continues	187
CHAPITRE II. — Les déformations à l'échelle de la carte géologique	203
CHAPITRE III. — Pétrotectonique	217

TROISIÈME PARTIE

GÉOLOGIE STRUCTURALE

A. — Les témoins chronologiques	241
B. — Les générations de granites	242
C. — Le jeu des failles	247
D. — Après les granites	250
E. — Conclusions	252
APPENDICE	255
TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES	283
BIBLIOGRAPHIE	301
Planches hors-texte	313
Table des figures	369
Table des planches	373
Table des matières	375
Carte géologique en couleurs	en pochette

AVANT-PROPOS

Le travail qui me fut proposé par Monsieur le Professeur Marcel ROUBAULT en 1952, lorsque j'entrepris la préparation d'une thèse, répondait sans doute à mes aptitudes. Il comblait certainement mes aspirations, et j'ai envers Monsieur ROUBAULT une grande reconnaissance pour m'avoir orienté vers une analyse régionale détaillée dans un des terrains les plus escarpés de la zone primaire axiale pyrénéenne.

Mes premières armes avaient eu pour cadre, entre 1947 et 1950, des stages effectués comme élève ingénieur-géologue dans les Vosges, le Jura, les Alpes. Dès ce moment, l'analyse structurale avait éveillé mon intérêt. Assistant et chef de travaux pratiques, chargé de l'enseignement de la cartographie à la salle de travaux pratiques, puis sur le terrain, j'avais pu par la suite me rendre compte de certaines limites dans les méthodes d'analyse nées de la cartographie au 1/80 000 lors de l'étude d'accidents complexes. L'objet de l'étude pyrénéenne qui m'était proposée, un tronçon de la haute chaîne granitisée, plusieurs fois plissée et relativement érodée, était donc un terrain très favorable à l'exercice d'une tentative d'analyse rigoureuse et détaillée.

L'enseignement reçu à l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie m'avait préparé dans de nombreux domaines à une telle étude. J'en suis redevable à quelques maîtres à qui va toute ma gratitude.

Monsieur Gilbert MATHIEU, Professeur à la Faculté des Sciences de Poitiers, m'enseigna la Paléontologie, la Stratigraphie, la Géologie régionale. Je lui dois aussi le goût des longues courses géologiques. En maintes occasions, j'ai pu apprécier ses qualités d'observateur pénétrant, et admirer, à l'issue d'une randonnée, la précision de ses coupes stratigraphiques et structurales. Elève, puis, à ses côtés, préparateur et assistant, j'appris à son exemple à discerner, de l'accumulation des observations, les faits essentiels. Pour ces leçons quotidiennes, je dois à M. MATHIEU l'expression de ma gratitude et de ma fidélité.

J'eus pour professeur de Minéralogie Monsieur Joseph BOLFA. Son enseignement imagé me forma à l'observation macroscopique et au maniement des techniques, et je lui en garde la plus vive reconnaissance.

De Monsieur Georges MILLOT, Professeur à la Faculté des Sciences de Strasbourg, je n'ai reçu, selon les termes qu'il appliqua à ses propres maîtres, qu'éducation, encouragements, bienfaits. L'harmonie de ses cours était celle de fresques, sans doute brossées à grands traits,

mais où rien n'était cependant laissé au hasard. Délimitant soigneusement le domaine des connaissances acquises et traçant avec précision les grandes voies de recherche à venir, il sut éveiller et guider la réflexion d'élèves jusque-là formés surtout à la discipline du calcul intégral et riches de notions naturalistes un peu disparates. J'ai bénéficié en bien des circonstances de son enseignement, de ses conseils pédagogiques, de l'exemple de son dévouement au bien commun, de son appui sans conditions. A ce guide va tout mon attachement.

Je reçus l'enseignement de Pétrographie et de Géologie structurale de Monsieur le Professeur Marcel ROUBAULT, Directeur de l'E.N.S.G. Par ses conférences, par son exemple sur le terrain, par ses travaux, il m'inculqua le souci d'une rigueur parfaite dans l'observation, cette qualité primordiale et si difficile à acquérir dans la recherche géologique.

A son école, je fis par la suite l'apprentissage de bien des disciplines scientifiques, pédagogiques ou simplement matérielles, au sein de la petite équipe responsable de l'élaboration du Musée des Sciences de la Terre. Celle-ci devait être bien élargie par la suite par ce chef optimiste, clairvoyant, exigeant, pour la réalisation d'un ensemble de tâches à la hauteur des problèmes géologiques modernes et des techniques contemporaines. Chaque jour, c'est la découverte de nouveaux champs d'activité. La multiplication des salles de cours et des laboratoires, l'acquisition de moyens matériels considérables sont les signes tangibles de cette expansion. Le souci de Monsieur ROUBAULT est de ne négliger aucun des moyens d'analyse offerts par la technique moderne. Pour l'aide sans équivalent dont ils bénéficient, ses élèves lui doivent admiration et gratitude.

Ses qualités d'organisateur, sa valeur de savant, son autorité de chef valent à Monsieur ROUBAULT mon profond respect, ma reconnaissance et mon dévouement.

Le regretté Professeur Paul RÉMY fut à Nancy un professeur de Zoologie respecté, admiré, aimé. J'ai été son élève. Il a bien voulu siéger parmi mes juges. Je garde fidèlement son souvenir.

J'ai eu le privilège d'être accueilli en 1954 à l'Institut de Géologie de Neuchâtel par Monsieur le Professeur C.E. WEGMANN. Par des exercices pratiques, par des paraboles pleines d'humour, aussi et surtout par l'analyse minutieuse, sur le terrain, de cas typiques et variés au moyen de techniques inusitées, M. WEGMANN donne à ceux qui l'écoutent une éducation de l'œil et de l'esprit. J'appris auprès de lui à découvrir la signification de très nombreux faits habituellement négligés dans l'analyse à l'échelle du 1/80 000, faute d'un apprentissage permettant de les voir et de les interpréter. Les périodes trop courtes passées à Neuchâtel ou sur le terrain ne m'ont pas laissé le loisir d'acquérir beaucoup plus que les rudiments des techniques. Mais j'ai pour la sagesse et la science de M. WEGMANN le plus profond respect et la plus grande admiration. Que M. WEGMANN veuille bien croire à toute ma gratitude.

Un peu de la haute expérience de géologie pyrénéenne détenue par Monsieur le Professeur Marcel CASTERAS me fut transmise. L'excursion de la promotion « Léon BERTRAND » dont je faisais partie, qu'il conduisit en 1950 dans les Corbières, l'Aude et l'Ariège, ne fut pas sans contribuer à ma vocation pyrénéenne. A plusieurs reprises, au cours de ce travail, j'ai pu lui faire part de mes difficultés, lui présenter des résultats, recueillir son avis. J'ai en outre bénéficié de sa conduite sur le terrain au moment où j'abordais, pour la première fois, la géologie en haute montagne. Je lui sais gré de ce précieux encouragement.

Je reçus de Monsieur le Professeur Eugène RAGUIN, ainsi que de Monsieur Jean Paul DESTOMBES, Ingénieur-Géologue du B.R.G.M., un appui non moins efficace. Les excursions

auxquelles j'eus le privilège d'être admis à participer marquèrent le point de départ des plus fécondes de mes explorations. Ceci n'est que très normal, puisque la région dont j'entreprenais l'étude avait fait l'objet de travaux récents de leur part. Pour l'aide et la confiance généreuse dont ils firent preuve à mon égard, MM. RAGUIN et DESTOMBES ont droit à toute ma gratitude.

Je ne saurais enfin passer sous silence les encouragements répétés qui me furent si amicalement prodigués par Monsieur Charles DELATTRE, Professeur à la Faculté des Sciences de Lille. Après des journées fécondes passées en discussion sur la carte, M. DELATTRE n'a pas hésité à me rejoindre sur le terrain pour venir examiner certains traits de la paléogéographie du Dévonien et du Carbonifère. Que Monsieur DELATTRE reçoive mes remerciements pour la rigueur de sa critique, pour la sagesse de ses conseils, pour l'efficacité de son amitié.

Au cours de ce travail, j'ai été conduit à solliciter le conseil éminent ou l'appui du regretté Professeur P. FALLOT, de Monseigneur G. DELÉPINE, de Monsieur le Professeur P. PRUVOST, de Monsieur l'Ingénieur Antonio ALMELA, Directeur de l'Instituto Geologico y Minero de España, de Monsieur le Professeur M. ROQUES. Pour leur avis bienveillant, parfois décisif, je leur adresse l'assurance de ma déférence et de ma gratitude.

Je ne saurais dénombrer ceux avec qui m'a lié le partage des joies de la montagne : géologues comme S. N. VISVANATH, J. SENS, H. PÉLISSONNIER, pyrénéistes comme J. KNOBEL, comme le Docteur et Madame FOURNIER, élèves-ingénieurs de l'E.N.S.G., parmi lesquels le regretté Michel CARBONNE, enfin, guides, montagnards ou bergers rencontrés au hasard des courses. Des amitiés durables en sont nées.

Je dois un remerciement tout particulier à Monsieur Roger MOULINIER, Directeur honoraire de la région d'équipement hydroélectrique « Garonne » de l'Electricité de France, dont l'accueil plein de bonté ne s'est jamais démenti. De la part d'une personnalité connaissant aussi parfaitement la montagne pour y avoir passé de longues années, cet accueil fut pour moi un encouragement dont je sais gré à Monsieur et Madame MOULINIER.

Bien des amis m'ont entouré et aidé de leur avis, de leurs critiques, de leur sollicitude. Je pense à tous ceux qui fréquentent l'Institut de Géologie de Neuchâtel, comme à ceux avec qui j'ai partagé les tâches pédagogiques de l'E.N.S.G., et en particulier à mes collègues Jacques PERRIAUX, Hubert DE LA ROCHE, Jean-Paul SCHAEER, Michel RUHLAND, André BERNARD et Gérard SADLAN.

L'aide que j'ai reçue de l'Ecole Nationale Supérieure de Géologie Appliquée et de Prospection Minière et du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques du C. N. R. S., tant sur le plan scientifique que matériel, a été marquée par la compétence, le dévouement et la fidélité du personnel de ces organismes. Ces qualités furent pour moi un soutien efficace. Je remercie M. A. BEHR, ainsi que les membres du laboratoire d'analyse des silicates, M. Jean DINOT et le personnel du laboratoire de polissage pour la taille de lames souvent délicates, M. LESTREIT, dessinateur minutieux, M. BAUER, photographe émérite, M^{lle} BAILLET, secrétaire, MM. HURCY et KOINE pour les multiples tâches dites accessoires, mais si importantes, qu'ils eurent à réaliser.

Je remercie tout spécialement M. CUNY dont l'ordre et la méthode rendent possibles, dans les laboratoires et les ateliers nancéens, bien des prouesses techniques. Sans lui, l'illustration cartographique de ce travail n'aurait pas vu le jour.

Monsieur le Directeur du C.N.R.S. a bien voulu m'accorder des subventions répétées pour me permettre les séjours sur le terrain.

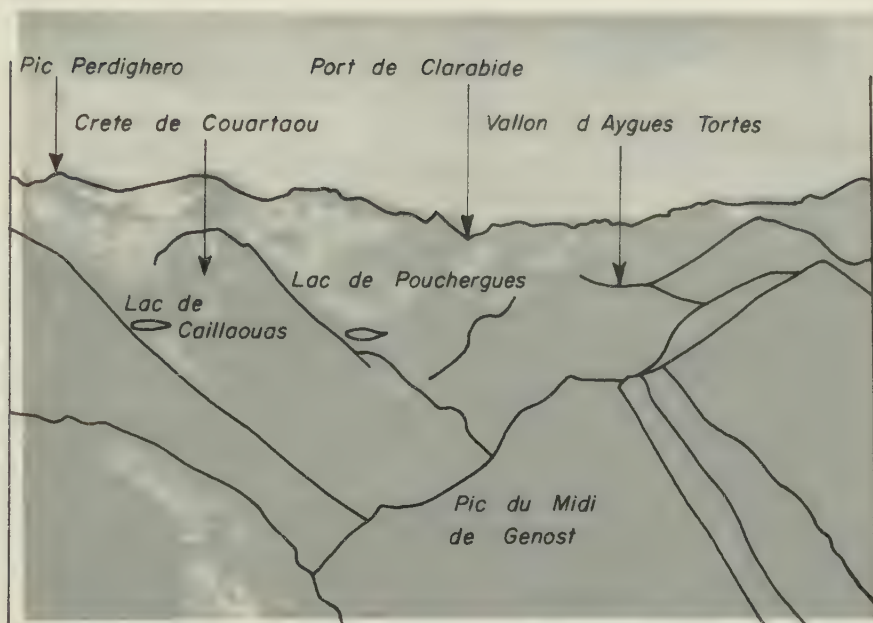
Monsieur le Directeur du Service de la Carte géologique de la France a bien voulu me confier, comme collaborateur-adjoint, le levé de la partie orientale de la feuille de Vielle-Aure au 1/50 000.

Je leur présente l'expression de ma gratitude pour la confiance qui m'a été accordée dans cette mission.

Il me reste à exprimer de très vifs remerciements à Monsieur le Directeur du Bureau de Recherches Géologiques et Minières pour l'impression et la diffusion de ce mémoire, qu'il a bien voulu prendre en charge, levant ainsi les obstacles que je désespérais un peu de vaincre.

Février 1959

Novembre 1962



Vue prise du pic d'Estos (2 804 m) vers le S-E. Au premier plan, la crête du pic du Midi de Génost (2 445 m), dans les schistes et quartzites ordoviciens. Au second plan, vers la gauche, la crête de Couartaou, séparant les vallons de Caillaouas (à gauche) et de Pouchergues (à droite). Ces vallons sont creusés selon le tracé de deux failles. Les surfaces de mouvement de ces failles coïncident avec les flancs structuraux formant la rive droite de chaque vallon.

Dans le haut vallon de Pouchergues s'ouvre le vallon d'Aygues Tortes, visible vers la droite de la photographie.

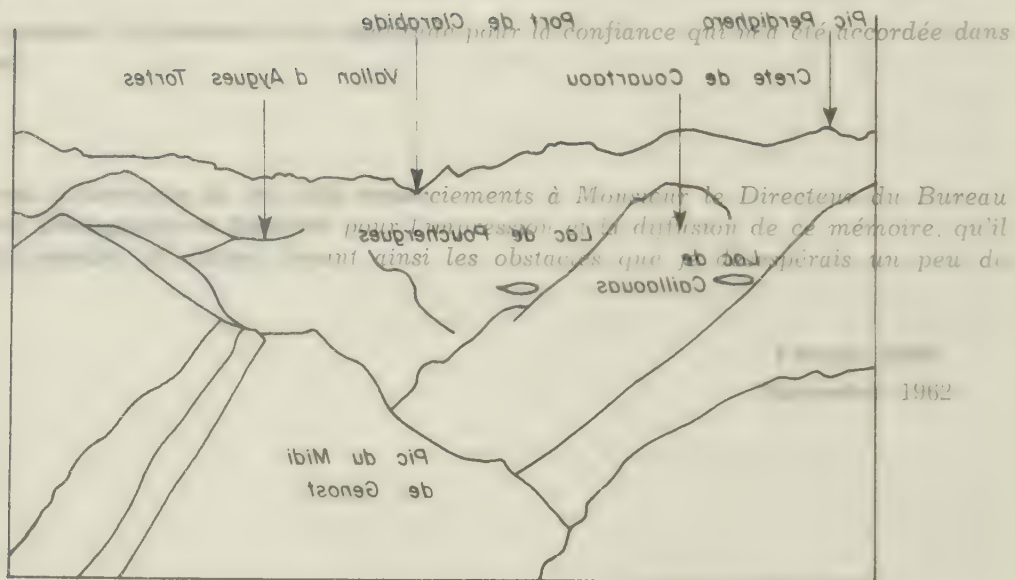
A l'horizon, dans la partie gauche de la photographie, les sommets déchiquetés du massif granitique du Lys-Caillaouas, le pic Perdighero (3 222 m) et le pic des Gourgs Blancs (3 120 m). Au centre, le port frontière de Clarabide (2 615 m). A droite, au-delà de la crête frontière, les premières pentes du massif des Posets.

Photographie F. SAUPÉ

répétées

Carte géologique de la France à bien voir.

partie orientale de la feuille de Vielle-Aure





Vue prise du pic d'Estos (2 804 m) vers le S-E. Au premier plan, la crête du pic du Midi de Génost (2 445 m), dans les schistes et quartzites ordoviciens. Au second plan, vers la gauche, la crête de Couartaou, séparant les vallons de Caillaouas (à gauche) et de Pouchergues (à droite). Ces vallons sont creusés selon le tracé de deux failles. Les surfaces de mouvement de ces failles coïncident avec les flancs structuraux formant la rive droite de chaque vallon.

Dans le haut vallon de Pouchergues s'ouvre le vallon d'Aygues Tortes, visible vers la droite de la photographie.

A l'horizon, dans la partie gauche de la photographie, les sommets déchiquetés du massif granitique du Lys-Caillaouas, le pic Perdighero (3 222 m) et le pic des Gourgs Blancs (3 120 m). Au centre, le port frontière de Clarabide (2 615 m). A droite, au-delà de la crête frontière, les premières pentes du massif des Posets.

Photographie F. SAUPÉ

RÉSUMÉ

La région dont l'étude fait l'objet de ce mémoire est particulièrement favorable à l'examen détaillé des relations structurales et chronologiques existant entre les termes successifs de la série paléozoïque des Pyrénées centrales, ainsi qu'entre ces divers termes et des massifs cristallins aux gisements variés. Des témoins post-paléozoïques participent aussi à son architecture, parmi lesquels un lambeau permo-triasique nouveau.

La première partie traite de « l'explication de la carte géologique au 1/50 000 » annexée au mémoire.

La succession des terrains paléozoïques, identifiables surtout à partir de critères d'ordre lithologique, a été révisée. Un schéma paléogéographique est proposé à la transition entre Dévonien et Dinantien, mettant en évidence l'existence d'une émergence très large que des mouvements précurseurs ont annoncée dès le début du Dévonien.

Les grès houillers ont été cartographiés en discordance angulaire sur le Dinantien.

La monographie des différentes unités cristallines a introduit une comparaison de leurs conditions de gisement.

Enfin, une description tectonique détaillée fait connaître des relations nouvelles entre unités structurales, autour d'une virgation d'ensemble centrée sur la haute vallée de la Neste de Louron, zone qui correspond d'ailleurs à l'extrême limite vers l'Est du chevauchement de Gèdre-Gavarnie.

La seconde partie consiste dans l'analyse des relations géométriques, cinématiques et chronologiques entre les diverses entités décrites dans la première partie. Cette analyse repose sur l'étude des traces de déformation observables tant à l'ordre de grandeur de l'affleurement et de la carte géologique, qu'à celui de l'échantillon et de la lame mince.

Le comportement tectonique de divers types de roches en fonction des circonstances de leur déformation est étudié et sa signification mise en lumière.

Prolongeant l'examen du gisement des roches cristallines, l'analyse tectonique conduit l'auteur à conclure à une naissance *in situ* de ces dernières, en grande partie contemporaine des déformations hercyniennes majeures observables dans la région.

La troisième partie est un essai de reconstitution de l'histoire structurale de la zone axiale des Pyrénées centrales.

INTRODUCTION

Le sujet de ce travail est l'étude géologique d'une région limitée faisant partie de la zone primaire axiale pyrénéenne. Il me fut proposé en 1952, par M. le Professeur ROUBAULT. Le secteur choisi, compris entre la vallée de la Pique et celle de la Neste d'Aure, était voisin des régions que M. ROUBAULT avait plus spécialement étudiées à l'occasion de la révision de la feuille de Luz au 1/80 000, et notamment, du massif granitique de Néouvielle où ont été choisis plusieurs des exemples cités dans ses travaux sur le granite et les réactions à l'état solide. Une partie de ce secteur appartient au territoire de la feuille au 1/80 000 « Bagnères-de-Luchon ».

La lecture des travaux des fondateurs de la géologie pyrénéenne, parmi lesquels A. LEYMERIE, J. ROUSSEL, J. CARALP, A. BRESSON, et bien d'autres éminents géologues, me permit de constater la remarquable précision à laquelle étaient parvenues l'analyse stratigraphique et la connaissance régionale de cette partie de la zone axiale. Sauf en pétrographie, quelques détails seuls paraissaient devoir être ajoutés aux conclusions de travaux vieux de 50 à 80 ans. Cette impression fut confirmée par les premières campagnes, en 1952 et 1953, menées principalement dans les régions d'affleurement du Dévonien et du Carbonifère inférieur de l'Ouest de la feuille de Bagnères-de-Luchon. Les facies y étaient classiques, les plis reconnus dans leur ensemble, les contacts métamorphiques déjà décrits.

Par contre, les conclusions relatives à la stratigraphie des terrains anté-gothlandiens et à leurs relations avec les massifs granitiques ou les formations métamorphiques, paraissaient plus confuses. Pour préciser ces questions, il fallait monter vers la crête frontière et à l'occasion, franchir celle-ci. Plusieurs encouragements reçus presque simultanément m'incitèrent à le faire. Ce fut d'abord, et en premier chef, la vigoureuse impulsion de M. M. ROUBAULT qui confirma sur le terrain cette détermination d'étudier plus particulièrement la haute chaîne. Ce fut aussi l'indication de la part de M. le Professeur M. ROQUES, de l'existence de conglomérats anciens dans la vallée du Rioumajou et de la part de M. le Professeur P. PRUVOST, de l'éventualité de mouvements bretons dans la vallée d'Oô. Enfin, j'eus le privilège, lors de plusieurs courses communes, de bénéficier de l'expérience de M. le Professeur E. RAGUIN et de M. J. P. DESTOMBES. Le partage fut largement et généreusement consenti puisque ces auteurs me laissèrent spontanément le champ libre dans une région où leurs travaux récents faisaient autorité, tenant compte en cela de la brièveté relative de leurs courses en comparaison de celles correspondant au travail que j'entreprenais.

Mon objectif n'était pas, cependant, de fournir un complément, malgré tout limité, aux travaux de reconnaissance régionale de mes illustres devanciers. C'était une tentative de

reconstitution de l'histoire structurale détaillée d'une région limitée, essai comportant la recherche de relations mutuelles entre les phénomènes essentiels liés à l'orogénèse, qu'ils soient d'ordre tectonique, pétrogénétique ou encore paléogéographique.

La nécessité de disposer de moyens d'investigation autres que ceux qu'offrent les méthodes classiques d'examen se fit bientôt sentir. En effet, ces dernières se révélèrent inaptes à débrouiller les relations existant entre des formations presque azoïques, mais de lithologie comparable, telles que les différentes assises anté- ou post-gothlandiennes voisines de la crête frontière.

L'application des techniques de l'analyse structurale, acquises à l'école de M. le Professeur WEGMANN, constituait une méthode d'investigation privilégiée. En outre, l'examen, lors de courses organisées par l'Institut de Géologie de Neuchâtel, d'exemples variés et démonstratifs pris dans différentes chaînes, me fournit les rudiments de l'« équipement mental » indispensable au choix de ces techniques et d'une façon générale, à l'élaboration correcte de l'analyse.

Celle-ci me fit découvrir un certain nombre de « clés » susceptibles de rendre compte de toutes les traces de déformation observées, et fut ainsi suffisamment féconde pour me permettre de dresser un tableau chronologique relativement complet des événements stratigraphiques, pétrographiques et tectoniques de l'histoire de la région étudiée. Cette région limitée se révéla en outre être privilégiée par rapport à d'autres parties de la chaîne pour l'étude de certains des mécanismes orogéniques lui ayant donné ses traits actuels.

A. — MÉTHODES D'ÉTUDE

Les méthodes d'analyse sont fonction de la nature du problème étudié. Lorsque l'étude comporte la révision de sujets anciens, comme c'était le cas pour ce travail, l'acquisition de méthodes nouvelles s'impose. En ce domaine, si l'observation de terrain demeure la base de tout travail, certaines voies ont été ouvertes au cours des dernières décades, à la fois par le progrès des moyens d'investigation et notamment par le perfectionnement des techniques physico-chimiques d'analyse, et par l'expérience transmissible qu'apporte la confrontation constante de l'hypothèse avec les faits. J'ai cru devoir suivre plus spécialement deux de ces directions méthodologiques.

Tout d'abord, et l'enseignement reçu à l'E.N.S.G. sous la direction de M. ROUBAULT m'y incitait, je me suis efforcé de mener l'analyse avec le maximum de rigueur et de précision. Ceci n'a rien d'original. Mais on sait à quel point il est facile en géologie de confondre observation et interprétation, à tous les stades de l'analyse. Les confusions pouvant résulter de l'emploi, dans la description des faits, de termes ayant une signification causale, ne représentent qu'un aspect des risques ainsi courus. Il convient de ne pas oublier qu'un observateur averti, faute de posséder la « clé » lui permettant d'interpréter l'une ou l'autre des catégories d'observations possibles, peut être amené à négliger certaines d'entre elles et, bien souvent même, à les laisser purement et simplement échapper. Je n'en veux qu'un seul exemple, pris dans le domaine de la pétrographie : des textures significatives, comme celles que l'on interprète comme révélant des phénomènes de remplacement dans le solide, ont pu échapper pendant longtemps à des esprits non prévenus. Dans d'autres cas, c'est la découverte de certaines méthodes fécondes qui conduisent le chercheur à négliger — certes inconsciemment — les autres manifestations d'un même phénomène.

Cette remarque est valable pour toutes sortes d'observations, en particulier, pour les observations faites à certaines échelles dans le travail de terrain.

Aussi me suis-je donc toujours efforcé, comme il est de règle, de séparer explicitement la description des faits observés, appuyée de schémas ou de planches, et l'interprétation que, le cas échéant, j'étais amené à en donner. Mais en outre, j'ai cherché, chaque fois que je le pouvais, à mettre à l'épreuve la rigueur de mes observations par la critique de ce que l'on peut nommer les « disciplines de pensée » des différentes Ecoles, plus spécialement orientées les unes comme les autres vers l'application de telle ou telle méthode ou vers l'étude de tel ou tel caractère textural ou structural pouvant servir de « clé » d'interprétation. Je me suis, en cela, efforcé de suivre les conseils d'objectivité qui me furent donnés à maintes reprises par M. ROUBAULT.

Quant à la précision dans l'analyse, elle a été poussée aussi loin que possible, par l'utilisation de différentes techniques géométriques à toutes les échelles, et par les divers moyens physico-chimiques d'analyse dont disposent les laboratoires de l'E.N.S.G.

Une seconde direction de recherche m'a conduit, à l'école de M. le Professeur C. E. WEGMANN, à étudier systématiquement à tous les ordres de grandeur, les *manifestations de déformation*, par la reconstitution et l'examen, à toutes les échelles, de la forme spatiale des objets géologiques et l'étude de leurs relations. Seront précisés chemin faisant les critères qui définissent les ordres de grandeur, les techniques d'analyse, *qui varient d'un ordre de grandeur à l'autre*, ainsi que les sujets d'observation dont je me suis efforcé de n'oublier aucun : à différents ordres de grandeur comme à l'échelle de l'observation microscopique, bien des faits peuvent échapper à un esprit non prévenu.

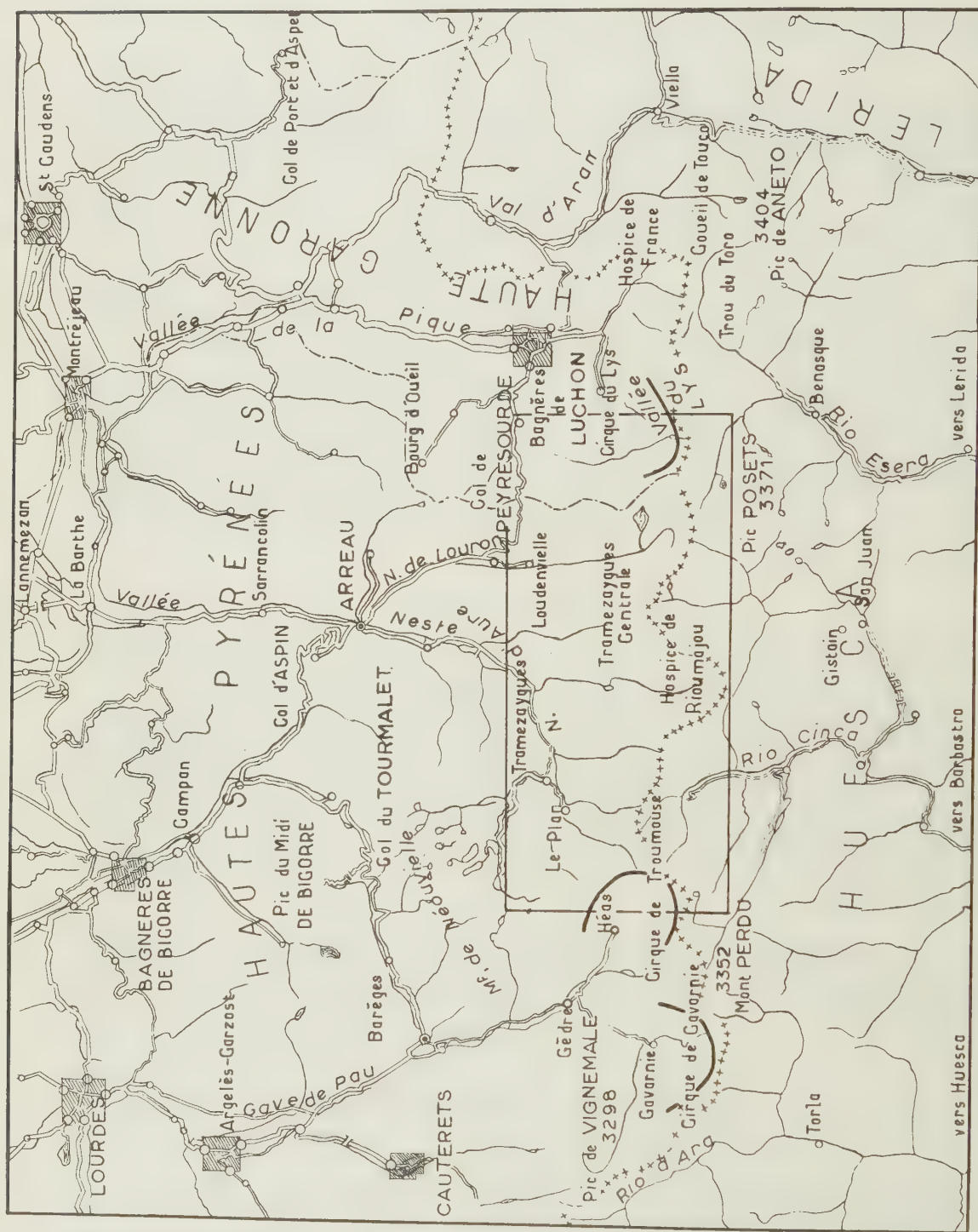
Aux autres ordres de grandeur, pas plus qu'à cette échelle, le catalogue limitatif des traces de déformations n'est d'ailleurs dressé. Comme le fait remarquer non sans humeur C. E. WEGMANN, « les méthodes et les techniques de l'analyse tectonique et cinématique n'ont pas encore été classées d'une façon généralement admise; or, pour certains esprits, les faits ne commencent à exister et à prendre de la valeur qu'à partir du moment où ils sont classés » (1951b).

Il serait certainement prématuré d'établir une classification des faits relatifs aux phénomènes de déformation aux différentes échelles. Cette classification serait implicitement limitative et par conséquent néfaste à de nouvelles investigations. Toutefois, à toutes les échelles dans l'étude des déformations, de même qu'en pétrographie, l'étude d'un nombre suffisant de « cas » démonstratifs permet de réaliser un « équipement mental » (WEGMANN) susceptible de guider l'observation, puis l'analyse. Cet équipement mental ne doit pas conduire le chercheur à raisonner par analogie, mais au contraire doit jouer pour lui le rôle d'une véritable culture vis-à-vis de ces phénomènes, c'est-à-dire lui permettre de mettre en lumière de nouvelles méthodes et de nouvelles techniques par l'examen de nouveaux cas.

J'ai eu le privilège de recevoir les rudiments de cette culture, par l'examen de cas variés, en France, en Suisse, en Italie et en Norvège, sous la conduite de M. le Professeur C. E. WEGMANN, auquel je renouvelle ici l'expression de ma très vive gratitude.

B. — DÉFINITION DE LA RÉGION ÉTUDIÉE

La région étudiée se trouve au cœur de la chaîne, aux confins des Hautes-Pyrénées et de la Haute-Garonne. Elle est approximativement limitée par le cours de la Pique à l'Est et celui de la Neste à l'Ouest (fig. 1). Le principal massif montagneux est le massif frontière d'Oô ou du



Voies de communication

Cours d'eau

+++++ Crête — frontière

Echelle — 1/400.000

Limites départementales ou provinciales

Lys-Caillaouas. Un peu plus à l'Est dans le val d'Aran, coule la Garonne fraîchement issue du glacier de la Maladetta. Un guide détaillé d'ascensions et d'excursions pour la région a été publié en 1953 (A. ARMENGAUD et F. COMET).

1) Limites.

La région étudiée est limitée à l'Est par le méridien de la vallée de la Pique, de Bagnères-de-Luchon et du cirque du Lys. On a tenu compte en outre des observations faites lors de courses au port de Vénasque et à la Maladetta. Plus à l'Est, certains points de la géologie du val d'Aran ont fait l'objet de publications récentes de la part de l'Ecole de Leyden et de la part de L. CALEMBERT. Au Sud de la crête frontière, les observations se limitent à la zone accessible à pied par des courses de deux ou trois jours à partir de la France. A l'Ouest, la région est limitée, du moins dans sa partie la plus septentrionale par le méridien 2 gr 3. Vers le Sud, la Neste d'Aure prend un tracé subséquent de direction E-W. Au Sud de cette vallée, l'examen des unités structurales a conduit l'auteur à un levé du territoire des hautes vallées tributaires de la Neste d'Aure et à une étude de la région du Cirque de Troumouse. La région située à l'Ouest du méridien 2 gr 3 avait fait l'objet, outre les travaux de M. ROUBAULT, des publications de P. HUPÉ. Comme il se doit, la pétrographie du granite du massif de Néouvielle a été examinée. Au Nord, la région est limitée par la Neste d'Aure, et par la zone de basse altitude du col de Peyrefite et du col de Peyresourde. Au Nord de ce dernier, l'examen du granite de Bordères mis à part, les contours de quelques synclinaux avaient été tracés lorsque des levés détaillés furent entrepris en 1957 par H. PÉLISSONNIER au Nord de la route nationale 618.

2) Histoire et Géographie.

La région étudiée correspond à la partie méridionale de l'ancien Etat des Quatre-Vallées, qui s'étendait à la fois sur les hautes vallées pyrénéennes, notamment sur la Neste d'Aure, et sur une partie de l'avant-pays pyrénéen. A ce territoire, il faut adjoindre à l'Est la Pique et ses vallées tributaires occidentales, Larboust et vallée d'Oueil en particulier. Le découpage de la carte d'Etat-Major respecte grossièrement cette division et il n'est pas sans intérêt de remarquer la coïncidence. La limite hydrographique qui suit la crête séparant la vallée de la Neste de Louron, affluent de la Neste d'Aure, et celle du Larboust, ainsi que les départements de la Haute-Garonne et des Hautes-Pyrénées, est en effet une limite historique. Elle sépara le comté de Comminges des terres du vicomte d'Aure ou de la maison de Labarthe (1). De nos jours, une séparation subsiste, non seulement dans le découpage administratif, mais dans le climat, l'économie et la démographie. On la découvre aussi dans la répartition des études géologiques, découpées soit comme la carte d'Etat-Major, soit comme les départements. Une coordination de tout ce territoire n'était donc pas inutile.

La vallée de la Neste, à l'Ouest de la région étudiée, forme une série de défilés à travers la zone nord-pyrénéenne au Nord d'Arreau. Elle est au contraire ouverte en un bassin riant autour de cette localité où confluent la Neste d'Aure, la Neste de Louron et la Neste de Bareilles.

(1) Il faut remonter au XII^e siècle pour voir le Larboust et la vallée d'Oueil rattachés à la maison d'Aure (SARRAMON, 1954).

La Neste de Louron, affluent oriental de la Neste d'Aure, de direction N-S, permet de gagner, par le col de Peyresourde, le Larboust et la haute Pique. Formant un bassin élargi et peuplé au pied du col, elle reçoit en amont, en rive droite, le ruisseau du Val d'Aube qui dessert les hauts vallons de Hourgade et de Néré et communique avec la haute Pique par le Pas de Couret (2 131 m). Plus au Sud, la Neste de Louron s'encaisse profondément entre des versants escarpés et boisés, schisteux et calcaires, qui la dominent de 1 200 à 1 500 m, la Montagne d'Espichadère et la Montagne de Tramadits. La cuvette au paysage sévère de la centrale de Tramezaygues (1 229 m) est le confluent de vallées de haute montagne, la vallée de la Pez et les gorges de Clarabide, qui s'y ouvrent par deux verrous dont l'un est franchi par un téléphérique de service.

La vallée de la Pez, de direction NE-SW, atteint rapidement la frontière, et n'est séparée de la vallée de la Cinqueta de la Pez en Espagne, située dans son prolongement, que par une étroite lame verticale de schistes et de quartzites, que l'on franchit à la cote 2 451, au port de la Pez. Des travaux de percement de cette lame furent entrepris sur l'initiative de l'Intendant d'Etigny, en 1772, en vue de la construction d'une route transpyrénéenne, puis stoppés par suite de l'opposition du gouvernement espagnol (SARRAMON, 1954). L'entrée du tunnel, qui atteignait environ 80 m, est toujours visible aux environs de la cote 2 100.

Les profondes « gorges de Clarabide », trait de scie orienté NW-SE, atteignent le plateau de Lassoula (1 690 m) où se trouve une centrale desservie par téléphérique. Là confluent deux vallons fortement encaissés, séparés par la crête de Couartaou. L'un d'eux est tributaire du lac de Caillaouas (2 171 m), et se prolonge au-delà du lac par le vallon à topographie glaciaire des Gourgs Blancs (lacs glacés). Celui-ci est encadré au SW par la crête de Couartaou, le pic de Légnès (2 646 m), la pyramide de Pouchergues (3 003 m) et le massif des Gourgs Blancs (3 128 m) au pied duquel s'étend un glacier suspendu actuellement en régression, et au NE par la crête des Hermitans, joignant la Porte d'Arouge (2 809 m) au pic Spijeoles (3 065 m) par le pic Belloc (3 008 m). L'autre vallon, dit « vallon de Clarabide », atteint le lac de Pouchergues (2 111 m) et se termine au lac de Clarabide (3 020 m). Un haut vallon, à fond remblayé, tributaire du vallon de Pouchergues, s'ouvre alors, c'est le vallon d'Aygués Tortes. Il est enfermé entre le pic Schrader (3 174 m), le pic de l'Abeillé (3 028 m) et le pic Pétrar (2 542 m). Du vallon d'Aygués Tortes, trois passages traversent la frontière, le port de Clarabide (2 615 m), le port d'Aygués Cruses (2 811 m) et le port d'Aygués Tortes (2 683 m). Toutes ces crêtes sont percées de galeries recueillant l'eau des torrents de fonte des névés et les conduisant aux lacs de Pouchergues et de Caillaouas, points de départ d'une série de chutes alimentant l'une après l'autre quatre usines, de Lassoula à Arreau.

La Neste d'Aure en amont d'Arreau, de direction N-S, est une plaine large, riche et peuplée jusqu'à Saint-Lary. Plus haut, c'est le « fond d'Aure ». La vallée s'encaisse, change de direction, s'infléchit vers l'Ouest et reçoit quatre principaux affluents venant du Sud, qui sont le Rioumajou et les ruisseaux de Moudang, de Saux et de la Géla. Le plus important est le Rioumajou, entaille N-S d'une dizaine de kilomètres de long dans un haut massif schisto-calcaire culminant au pic d'Aret (2 490 m), lequel domine la vallée de 1 300 à 1 500 m. Les flancs sont boisés, abrupts et de pente uniforme. Le site est l'un des plus sauvages, et en même temps, l'un des plus harmonieux de la région. Une autre crête, véritable muraille de schistes et de quartzites, avec le pic Batoua (3 035 m), le pic Balinet (2 970 m), le pic de Guerres (2 980 m) et le pic de Lustou (3 025 m) sépare le vallon de Pégère de la région du port de la Pez. Le vallon de Pégère conflue avec le Rioumajou en un replat un peu élargi, le plan de Frédancon (1 388 m). La haute vallée s'ouvre, comme d'ailleurs ses voisines,

vers une « crête frontière » constituée de croupes couvertes d'éboulis de schistes noirs, peu élevées. On y trouve les ports les plus aisés à franchir, et notamment le port d'Ourdissetou (2 400 m), le port du Plan (2 457 m), le port de Madera (2 530 m). En ces lieux passait probablement la Ténarèse, voie romaine directe entre l'Aquitaine et l'Aragon. Plus à l'Ouest, ce sont les ports de Moudang (2 487 m) et de Héchempy (2 570 m) et enfin, le port le plus bas des Pyrénées centrales, mais non le plus direct, le Port-Vieux de Barroude (2 351 m). Ces ports d'accès facile sont éloignés de tous lieux habités. Ils constituèrent au cours de l'histoire, même récente, plus un passage stratégique qu'une voie de communication commerciale. Leur basse altitude est un des facteurs de la stabilité météorologique de la vallée d'Aure.

En amont de la Centrale d'Eget, qui fut longtemps la plus haute chute des Pyrénées, la Neste d'Aure reçoit les eaux du grand vallon de Couplan, descendant du massif de Néouvielle, et desservant les nombreux lacs de ce massif, aux aménagements hydroélectriques grandioses. Enfin, le vallon de Badet fait communiquer le bassin du plan d'Aragnouet avec les hautes vallées tributaires du gave de Pau, par le port de Campbielh (2 595 m).

La partie la plus ouverte, dans le bassin de la haute vallée de la Pique, n'est pas la crête frontière. Celle-ci, déterminée par la présence d'un massif granitique, n'offre que deux passages fort élevés : le port d'Oô (2 908 m) et le portillon d'Oô (2 913 m). Les sommets sont, à l'Est du pic des Gourgs Blancs, le cap du Seil de la Baque (3 110 m), dominant le glacier du même nom, le pic du portillon d'Oô (3 050 m), le pic Perdighero (3 222 m), point culminant du massif. De ce dernier part une crête N-S, jalonnée par de hauts sommets, le pic Lézat (3 107 m), le pic Quairat (3 060 m), qui sépare deux hautes vallées à topographie glaciaire dans le granite, le Cirque du Lys à l'Est et la haute vallée d'Oô à l'Ouest. Celle-ci renferme des lacs glaciaires étagés : lac du Portillon (2 570 m), et lac glacé du port d'Oô (2 664 m), puis lac Saoussat et lac d'Espingo (1 921 m, 1 901 m), lac d'Oô enfin (1 504 m). Les hauts sommets forment le massif du Lys. Au lac d'Espingo se trouve le seul refuge de montagne de la région, mis à part le refuge en ruines du lac de Caillaouas.

La haute vallée d'Oô, de direction N-S, rejoint la vallée E-W du Larboust, qui descend du col de Peyresourde et forme une dépression morainique peuplée, riante et largement ouverte avant de rejoindre le bassin de Luchon par des gorges à l'entrée desquelles conflue le ruisseau de la vallée d'Oueil. La vallée de la Pique en aval de Luchon est orientée N-S. Relativement encaissée, elle ne s'élargit qu'à son confluent avec la Garonne, à la sortie du Val d'Aran, à Marignac. Plus au Nord, la rivière coule dans un pays de collines après la traversée du massif schisteux de la Barousse et au-delà des dents calcaires du pic du Gar qui dominant la vallée de 1 300 m, avant de recevoir la Neste, à sa sortie en plaine, en amont de Montréjeau.

De ce bref aperçu, il ressort que l'on peut distinguer quatre divisions oro-hydrographiques dans la région étudiée en territoire français :

- Au SE et au NW, les régions élevées, massif du Lys-Caillaouas, essentiellement granitique, et massif du pic d'Aret, dont les reliefs sont déterminés par les calcaires dévoniens. Au NE et au SW, les dépressions : Dévonien et Carbonifère du Larboust, Ordovicien et Gothlandien de la région des ports de la haute Neste d'Aure.

L'étude géologique montrera les rapports étroits du relief et de la structure dans chacune de ces aires, qui ont pour zone commune et pour pivot la haute vallée de Louron aux environs de Tramezaygues.

En territoire espagnol, vers l'Ouest, la frontière s'ouvre sur les affluents de la haute Cinca : rio de Barosa, torrents de la Peña de Hercules, barranco Trigonero, qui confluent en

amont de Bielsa. Au Sud du Rioumajou, le pic d'Ourdissetou domine un col, le Paso de Los Caballos, au Sud duquel s'étend le massif de la Punta Fulsa et de la Punta Suelza (2 969 m), avec le lac suspendu d'Ourdissetou. Au-delà de ce col vers l'Est, la haute Cinqueta remonte de Gistaïn jusqu'au port de la Pez (Cinqueta de la Pez), et au pied du pic Schrader (col et Signal de Viados (2 650-2 700 m). Un nouveau passage, le col de Gistaïn, sépare ces vallons de ceux des affluents de l'Esera. Au Sud du col de Gistaïn s'étend le grand massif des Posets et d'Eriste, aux innombrables vallons. A l'Est, on descend vers Vénasque par la vallée d'Astos; l'Esera possède un autre affluent vers l'Est, remontant en direction du plan des Etangs. C'est cet affluent qu'emprunteraient les eaux du versant nord de la Maladetta pour atteindre la Méditerranée par l'Ebre si elles ne se dirigeaient, parfois avec une certaine obstination, vers l'Atlantique et la Garonne par le trou du Toro : les barrages sommairement établis à la Rencluse pour détourner ces eaux vers l'Ebre ont été à plusieurs reprises brisés par les crues.

C. — PLAN DE L'EXPOSÉ

La carte géologique au 1/50 000 a été dressée sur la base de levés au 1/20 000 et au 1/32 000. La région cartographiée atteint, selon ses grands axes, d'E en W 33 km et du N au S 15 km; sa superficie est de l'ordre de 450 km². Pour la partie orientale de la région étudiée a été publiée par l'Institut Géographique National, en 1956, une carte topographique en courbes de niveau, à l'échelle du 1/20 000, sur laquelle ont pu être reportés des contours précis (feuille de Bagnères-de-Luchon, XVIII-48). Pour la partie occidentale, à l'Ouest de la Neste de Louron, un fond topographique a été tiré de l'assemblage (par la méthode de « slotting template ») des photographies aériennes de la mission « Vieille Aure - Somport, 1948 », les points géodésiques utilisés étant les suivants :

— F^{lle} Vielle-Aure (XVII-48) :

N° 11. — Pic de Troumouse, « Gèdre I »	X = 419,809	Y = 49,368
N° 18. — Aragnouet VI	X = 426,431	Y = 53,233
N° 21. — Pic d'Arriouère	X = 429,942	Y = 47,884

Le Capitaine DURIEUX me guida dans la réalisation de cet assemblage, effectué au Groupe Aérien d'Observation d'Artillerie (G.A.O.A.) n° 1 à Essey. Non seulement il mit à ma disposition le matériel de précision nécessaire, mais il me guida pas à pas dans le travail pratique, qui exige une minutie toute particulière. Le fond topographique obtenu, d'une exactitude bien supérieure à celle de la carte d'Etat-Major, ne peut atteindre la précision d'une carte en courbes au 1/20 000, puisque le figuré orographique est réduit au tracé des lignes de crête. La représentation rigoureuse des détails de la topographie, qui eût permis un repérage exact, eût été en effet un travail exagérément long.

Sur le terrain, le levé de carte a demandé environ douze mois. Les courses en montagne effectuées dans les conditions météorologiques peu favorables déjà constatées par mes illustres prédécesseurs et qui n'ont pas varié depuis 50 ou 80 ans, m'ont conduit, entre autres ascensions, au sommet de douze pics de plus de 3 000 m. Notons au passage qu'au-dessus de 2 400 m — altitude des ports — le Rioumajou et les vallées occidentales sont très fréquemment dégagés de nuages. Il n'en est malheureusement pas de même vers l'Est, dans la haute vallée de la Pique.

INTRODUCTION

La première partie de ce mémoire est une explication de la carte géologique. C'est l'analyse stratigraphique, pétrographique et tectonique, faite au cours des levés par les méthodes d'observation que l'on peut qualifier de traditionnelles : ce sont celles que l'on utilise dans le levé au 1/80 000. Des conclusions paléogéographiques dépassant le cadre de la région cartographiée ont été tirées de cette analyse. Dans le domaine pétrogénétique et structural, celle-ci conduit à une reconstitution géométrique permettant en particulier de définir un certain nombre d'unités nouvelles.

La seconde partie est consacrée à l'étude de caractéristiques tectoniques particulières, telles que les diaclases, la schistosité, le boudinage, qui sont le plus souvent envisagées pour elles-mêmes, et rarement placées dans le cadre d'une reconstitution structurale régionale. Certaines de ces caractéristiques fournissent des indications sur le mécanisme de la déformation des séries, qui varie dans chaque unité structurale. Cette étude menée à l'échelle de la carte et de l'affleurement, ainsi qu'à l'échelle des techniques pétrographiques courantes, échantillon et préparation microscopique, m'a conduit à formuler des conclusions plus précises sur la cinématique des déformations mises en évidence par l'étude cartographique classique et leurs relations avec la formation des massifs cristallins. Il y a donc là, à proprement parler, une analyse structurale et pétrogénétique.

La troisième partie est un essai de reconstitution, sur la base des résultats précédents, de l'histoire structurale de la région étudiée, et d'interprétation de quelques-uns des grands accidents connus de la zone primaire axiale.

Dans l'aire anticlinale de Moudang-Gavarnie, unité structurale définie par A. BRESSON et comprenant la totalité de la région étudiée, on distingue les ensembles suivants :

- Trois ensembles cristallins, le massif granitique de Bielsa à l'Ouest, en continuité avec le cristallin pénéplané de Troumouse et de Gavarnie, le massif granitique du Lys Caillaouas à l'Est, la granulite de Tramezaygues à peu de distance du précédent.
- Entre les deux massifs extrêmes, une zone où affleurent essentiellement les terrains anté-ordoviciens. Des schistes plus métamorphiques y occupent, d'après les contours, le cœur d'un anticlinal.
- Au Nord des ensembles précédents, l'Ordovicien, le Gothlandien et le Dévonien présentent un pendage général vers le Nord, paraissant ainsi constituer une couverture sédimentaire normale.

La cartographie a révélé que la moitié occidentale de cette région était notablement plus simple, dans le détail, que la moitié orientale. La chance a voulu que ce soit par cette moitié que j'aie commencé les levés.

PREMIÈRE PARTIE

EXPLICATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

CHAPITRE I

STRATIGRAPHIE DES TERRAINS ANTÉ-GOTHLANDIENS

A. — HISTORIQUE

Le rappel historique sera limité aux travaux relatifs à l'établissement d'une *succession stratigraphique* des terrains anté-gothlandiens.

En effet, si les descriptions locales ou régionales sont nombreuses, l'établissement d'un ordre de succession des assises pouvait prêter encore récemment à discussion. Depuis la mise au point de J. P. DESTOMBES (1953), à l'appui de sa contribution à la stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne, les faits sont mieux ordonnés. Cet auteur discute les attributions stratigraphiques et mentionne les corrélations établies avec d'autres parties des Pyrénées (Ariège, Hautes-Pyrénées) ou la Montagne Noire.

Voici quelle est la série anté-gothlandienne dans la Haute-Garonne, selon J. P. DESTOMBES.

« En concordance :

Caradoc

Calcaires à *Echinosphaerites* de Montauban-Luchon 10 m

Caradoc-Llandeilo (?)

Schistes ardoisiers de Cazarilh et de Squiéry 400 m

Conglomérats à éléments de quartz et quartzite (à éléments de roches éruptives en Ariège) 50 m

Arenig (?) ou Cambrien supérieur

Calcaires métallifères de Caralp 20 à 30 m

Schistes et quartzites noirs (facies pseudo-carburé)

Cambrien supérieur

Schistes et phyllades sombres de Squiéry 350 m

Cambrien moyen

Calcaires et schistes de Squiéry et de Pouchergues, en très petits lits 180 m

Cambrien inférieur

Schistes et quartzites clairs de Squiéry avec quartzites dominant à la base	400 m
Conglomérats à éléments quartzeux et quartzitiques de Squiéry, reposant en concordance sur des phyllades sombres (Lys)	100 m minimum »

Les trois termes supérieurs de cette série sont connus et datés avec une certaine précision depuis longtemps (BARROIS, BRESSON, CARALP, DUROCHER, DALLONI, ROUSSEL) dans l'ensemble de la chaîne, ainsi qu'au Pays Basque (LAMARE) et dans la Montagne Noire (GÈZE). Les conglomérats à éléments de quartz et de quartzites doivent marquer, pour J. P. DESTOMBES, la répercussion de la phase taconique de l'orogénèse calédonienne, phase connue, avec discordance angulaire, dans la Montagne Noire.

Les calcaires métallifères sont ainsi dénommés par MUSSY, car ils seraient « la localisation la plus générale d'une minéralisation en sulfures » (in DESTOMBES, 1953). Leur âge fut discuté : dévoniens pour L. BERTRAND, ils sont maintenant définitivement considérés comme ordoviciens (RAGUIN, 1951a, DE SITTER et ZWART, 1950) et J. P. DESTOMBES les place à la base de l'Ordovicien ou au sommet du Cambrien. J. CARALP les plaçait dans l'Arenig, en raison de certaines similitudes d'aspect et de composition (teneur en silice, minéralisation) avec le Grès armoricain.

Moins certaine est la position des formations probablement toutes schisto-quartziteuses qui ont livré des Trilobites du Llandeilo, et que J. P. DESTOMBES (1953) n'a pas mises en place explicitement dans sa série. Ces fossiles ont été recueillis dans les Pyrénées-Orientales (ROUSSEL, 1896), à Gavarnie (FROSSART, in LEYMERIE, 1870a, et in BRESSON, 1903), et à Bencarrech, près de Sentein (Ariège). J. ROUSSEL, après C. BARROIS, a lui-même récolté dans les ardoisières de Bencarrech des échantillons d'*Asaphus* et de *Calymene* sp., voisins de *C. Tristani* (ROUSSEL, 1893). Selon J. P. DESTOMBES, les déterminations déjà anciennes de ces fossiles, qui seules autorisent l'attribution de terrains au Llandeilo dans les Pyrénées, ne peuvent être acceptées sans révision. On notera d'ailleurs que l'absence de description lithologique des horizons ayant fourni ces Trilobites par les auteurs des découvertes rend incertaine toute assimilation stratigraphique.

La position des trois termes inférieurs, schistes et quartzites de Squiéry, calcaires en petits lits (« petits calcaires ») et conglomérats, a été définie et décrite par J. P. DESTOMBES lui-même (1950, 1951b), sur la base d'observations effectuées suivant une coupe continue entre le val d'Arouge, au Sud, et le val d'Esquiery, au Nord. Cette position est particulièrement intéressante : la situation des « petits calcaires » entre deux niveaux de conglomérats serait comparable à celle des calcaires du Géorgien supérieur et de l'Acadien inférieur, dans la Montagne Noire, entre des conglomérats transgressifs du Caradoc et des conglomérats de la partie inférieure du Géorgien.

La succession ainsi dégagée serait tout-à-fait comparable à celle des assises cambriennes et siluriennes du bassin occidental de la Méditerranée.

Parmi les auteurs antérieurs, CARALP est, avec ROUSSEL, l'auteur qui a rendu compte avec le plus de détails de la composition et de l'extension du Silurien dans l'ensemble de la chaîne.

J. CARALP (1888) signale les poudingues quartzeux bien au-dessous des « calcaires métallifères ». Entre les deux formations l'auteur place des schistes carburés de l'Arenig qui appartiennent, en fait, en majeure partie au Gothlandien (BARROIS, 1892). Une discordance

angulaire existerait entre la série renfermant ces poudingues et des schistes plus ou moins métamorphiques « archéens ». J. CARALP cite de nombreux points d'observation. On ne peut cependant considérer cette discordance comme établie, car les descriptions détaillées ou les levés cartographiques, permettant d'exclure l'éventualité de contacts anormaux, manquent.

J. ROUSSEL (1893) distingue nettement deux niveaux : à la base, des schistes lustrés, siliceux ou carburés, passant aux leptynolites et renfermant des calcaires métallifères ou des calcaires cristallins, l'épaisseur de l'ensemble pouvant atteindre 3 000 m. Au sommet, des « schistes argileux phylladiformes et ardoisiers ou esquilleux, le plus souvent noirâtres et pyriteux; quelquefois gris-cendré ou bleuâtres ». Ces schistes alternent avec des calcaires métallifères ou des calcaires en dalles, avec des grès feldspathiques, des quartzites, des grauwackes et des poudingues à ciment et galets quartzeux.

J. ROUSSEL distingue sans équivoque les calcaires de la série inférieure de ceux qui appartiennent à la série supérieure. Les conglomérats sont liés aux schistes de la série supérieure.

A. BRESSON (1903, p. 41) signale les variations latérales de certains niveaux. Ainsi, vers l'Est de la chaîne, ainsi que dans la Montagne Noire et la Province de Barcelone, deux assises homogènes constituent le sommet de la série ordovicienne (Caradoc) : les calcaires à *Echinospaerites* cf. *balticus*, et *Orthis actoniae*, et les grès de Davejean à *Tentaculites*, *Dalmanites*, *Orthis*, sous-jacents. Dans le centre de la chaîne, l'assise gréseuse est à peu près complètement remplacée par des schistes et grauwackes tandis que des bancs de quartzites alternent avec les schistes, depuis la base jusqu'au sommet du niveau de Caradoc.

P. PALACIOS (1919) place dans le Cambrien un complexe plissé de schistes argileux, de phyllades gris verdâtre, de dalles de schistes siliceux et de quelques lits discontinus de calcaires. Cet ensemble apparaîtrait, en effet, en anticlinal, aux environs du col d'Ibañeta entre Roncevaux et Val Carlos (Haute Navarre), sous un niveau caractéristique de quartzites à *Cruziana furcifera* et *C. monspelliensis*, assimilé au Grès armoricain.

Les découvertes paléontologiques de BRESSON sont limitées à des faunes du Caradoc et l'auteur ne fait que signaler les Trilobites récoltés dans les Pyrénées-Orientales, à Bencarrech et à Gavarnie, et rapportés au Llandeilo.

BRESSON ne semble pas avoir fait l'analyse des terrains plus anciens de l'Ordovicien avec le même détail que pour les autres niveaux. En effet, il ne fait pas mention des conglomérats quartzeux et considère que le calcaire ne se montre dans le Silurien inférieur « que d'une manière accessoire ».

M. DALLONI (1930), étudiant le Cambrien et l'Ordovicien des Pyrénées Catalanes, qui occupent une surface importante dans cette partie de la chaîne, place les poudingues à galets de quartz ou de quartzite à un niveau élevé de l'Ordovicien. Il distingue en de nombreuses localités les séries schisteuses situées au-dessous et au-dessus de ce niveau. La série inférieure comprend des schistes verdâtres et des quartzites en masses puissantes. La série supérieure comprend les schistes correspondant au niveau à *Asaphus* et *C. Tristani* du versant nord, et les schistes, souvent bigarrés et grauwackes du Caradoc, à *O. actoniae*. M. DALLONI ne mentionne pas de calcaires jouant un rôle important. Par contre, les minéralisations sont abondantes vers l'Est. Les poudingues sont révélateurs de mouvements de relèvement ayant favorisé le régime néritique du Caradoc.

La série établie par H. SCHMIDT (1931 et traduction espagnole, 1943) montre des attributions stratigraphiques précises. Cet auteur signale, en effet, sur le versant sud, entre la Seo de Urgel et Sort, à Pallerols, la succession de quartzites, de calcaires minces et de schistes « du Llandeilo », ces derniers étant identifiés aux schistes à *Calymene Tristani* de ROUSSEL et LEYMERIE. Peu au-dessus des calcaires, donc à la base de ces schistes, les bancs renfermeraient un « *Perambonites* » permettant à l'auteur d'assimiler cet horizon à l'Arenig, connu dans la province de Barcelone. On peut en conclure que les calcaires minces sont l'équivalent des calcaires métallifères. Or, pour H. SCHMIDT, les conglomérats sont d'âge Caradocien, en raison de leur position à la base d'une série fossilifère reconnue. Pour cet auteur, les schistes du Llandeilo sont donc développés sous les conglomérats.

L'Ashgillien est également représenté et caractérisé par des faunes variées.

On retiendra enfin la mention d'une discordance, qui a pu être reconnue à la base des conglomérats, à Vilamur et qui témoigne d'une phase « pallarésique » pour le même auteur. Mais ce dernier ne décrit pas l'observation ni ne donne d'indications sur l'âge et la nature du substratum. Des observations complémentaires seraient nécessaires pour démontrer la généralité de ces phénomènes (ALASTRUE, ALMELA et RIOS, 1957).

Dans les Pyrénées-Orientales, P. CAVET (1951) a reconnu, sous les schistes et calcaires du Gothlandien, une série comprenant les termes suivants, concordants entre eux :

- Grauwackes à *Orthis*, renfermant Cystidés, Brachiopodes et Bryozoaires.
- Poudingues quartzeux à gros éléments (1, 2, ou 3 bancs).
- Schistes de Jujols : schistes gris, puissants avec quelques intercalations de quartzites lités.
- Série de Canaveilles : phyllades argentés séréciteux souvent gaufrés, épais de 1 000 m environ, et renfermant des bandes de phyllades ampéliteux efflorescents et des lentilles ou bancs de cipolins.
- Gneiss de la Carança.

Cependant, G. GUITARD (1953a, 1953b) observe, à la base de la série de Canaveilles, et sous une intercalation de gneiss ocellés du Canigou, à leptinites et amphibolites, épaisse de 2 500 m, une série, dite de Balatg, d'épaisseur équivalente, comprenant micaschistes à 2 micas, gneiss leptinitiques avec quartzites (gneiss de Quazemi), amphibolites, cipolins, amas gabbrodioritiques. La série de Balatg est elle-même superposée aux gneiss plissotés du Cady.

L'avis de G. GUITARD est que les cipolins de la série de Balatg doivent être considérés comme cambriens, les gneiss de Quazemi eux-mêmes pouvant être l'équivalent des grès de Marcory (Géorgien).

L. U. DE SITTER (1953a) relève la succession suivante, de bas en haut : une série de base, très puissante, de grès et microconglomérats alternant avec des schistes et passant progressivement à une série d'ardoises, de schistes satinés, de calcaires et de grès. Cette série supérieure renferme également des poudingues grossiers et des passages psammitiques. En général, les calcaires « caradociens » ne sont pas terminaux. A Bentaillou, 400 m de schistes et poudingues les sépareraient du Gothlandien, selon cet auteur.

J. THIÉBAUT (1954a) observe dans le massif de la Barousse une succession de schistes séréciteux et quartzites associés de dolomies roussâtres, surmontées de quartzites et de grès,

TABLEAU I

Composition lithologique de l'Ordovicien en diverses parties de la chaîne
et attributions stratigraphiques selon différents auteurs

	CARALP 1888 Pyrénées centrales	ROUSSEL 1893 Ariège Aude	DALLONI 1930 Pyrénées orientales	SCHMIDT 1931 Pyrénées espagnoles	DESTOMBES 1953 Hte-Garonne	CAVET 1951 Pyrénées orientales	GUITARD 1953 Pyrénées orientales	VISVANATH 1955 Ariège (Sentein)	CLIN 1958 Hte-Garonne Htes-Pyrénées
ASHGILLIEN				Schistes calcareux à <i>Echinosphaerites</i> <i>O. actonitae</i> etc.					
CARADOC	Calcaire à <i>Echinosphaerites</i> <i>baltaeus</i>	Sch. à <i>O. actonitae</i> et <i>Echinosphaerites</i> Schistes ardoisiers phylladiformes	Schistes bigarrés Grauwacke à <i>O. actonitae</i> Calcaires zoogènes	CONGLOMÉRATS ? Schistes du niveau à <i>G. Tristani</i>	Calcaires à <i>Echinosphaerites</i> de Montauban-Luchon Schistes ardoisiers de Cazarilh de Squiere	Grauwacke à <i>Orthos</i> Poudingues quartziteux Schistes gris et quartzites lités de Jujols	Schistes de Jujols Série de Cana- veilles et gneiss oëillés du Canigou	Calcaire d'Eylie Schistes ardoisiers bleus Calc. de Bentaillou	Calcaire de Salles et poudingues à billes Schistes et quart- zites bleus avec calcaires
LLANDEILO	Dalles lustrées et schistes ardoisiers	fois grisâtres ou bleuâtres avec cal- caires métallifères, grès feldspathiques,	Schistes à Fucoides cf. <i>Calymene</i> <i>Tristani</i> POUDINGUES QUARTZEUX		CONGLOMÉRATS à éléments de quartz et de quartzite Calcaires métallifères Schistes et quar- tizes noirs Schistes et phylla- des sombres de Squiere	Phyllades sériciteux avec bancs ampélieux et lentilles ou bancs de cipolins Série de Cana- veilles		CONGLOMÉRATS Schistes et phyllades noirs	CONGLOMÉRATS Schistes et phyllades noirs Calcaires métallifères Schistes satinés
Grès armoricain ARENIG	Calc. métallifère Sch. carburés inférieur à Graptolites dendroïdes	POUDINGUES quartziteux etc.	Schistes verdâtres souvent lustrés et quartzites en masses puis- santes TREMADOC : schistes argileux siliceux ou car- burés, quartzites, leptynolites calcaires métallifères ou cris- tallins	Schistes et cal- caires Quartzites	Calcaires et schis- tes de Squiere et de Pouchier- gues en très petits lits		Série de Balatg (micaschistes, gneiss, amphibolites, cipolins)	Schistes et quart- zites gris-verdâtre et calcschistes	Quartzites et quart- zophyllades gris- verdâtre
CAMBRIEN SUPÉRIEUR	Schistes argileux et ardoises à <i>Montfortia</i> , quartzites, schistes siliceux et POUDINGUES quartziteux		Calcaires, cipolins (?)					CONGLOMÉRATS (?)	
CAMBRIEN MOYEN									
CAMBRIEN INFÉRIEUR	? Schistes satinés Phyllades gneis- siques Schistes maclifère etc.				Schistes et quar- tizes clairs de Squiere avec quartzites domi- nant à la base CONGLOMÉRATS à éléments quar- tizeux reposant sur phyllades sombres		Anatexites du Cady		

la série étant terminée par des schistes ardoisiers dans lesquels BRESSON a signalé, à Rebouc, la grauwacke du Caradoc, avec *Echinosphaerites cf. balticus*.

Un niveau de grauwackes ou de « schistes troués », situé à une cinquantaine de mètres sous le Gothlandien, a été observé dans le Massif des Trois-Seigneurs. De facies identique à celui de Rebouc, il contient quelques Cystidés et quelques Brachiopodes. Il constitue un bon repère stratigraphique (J. THIÉBAUT, 1954b).

S. N. VISVANATH (1955) décrit, aux environs de Sentein (Ariège), une série comparable à celle qu'a reconnue J. P. DESTOMBES dans la Haute-Garonne. Les calcaires d'Eylie, terminaux, correspondent aux calcaires à *Echinosphaerites cf. balticus*. L'auteur identifie cette formation aux calcaires de Bentaillou, qui ne sont pas normalement terminaux, mais sont habituellement intercalés dans la série des schistes ardoisiers bleus, (« schistes ardoisiers de Cazarilh et de Squiéry »). Aux calcaires de Bentaillou sont associés des conglomérats qui apparaissent, tantôt superposés, tantôt sous-jacents à cette formation.

Les calcaires d'Eylie d'une part, les calcaires de Bentaillou et leurs conglomérats d'autre part, sont supportés par les schistes et phyllades noirs (schistes et phyllades sombres, ou « pseudo-carburés » de J. P. DESTOMBES), reposant eux-mêmes sur des schistes, quartzites et quartzo-phyllades gris-verdâtre, avec intercalations de calcschistes que l'auteur identifie aux calcaires scheelitifères (« petits calcaires ») de DESTOMBES.

Enfin, S. N. VISVANATH assimile un niveau de conglomérat, observé au Nord de la série précédente, au niveau inférieur des conglomérats de M. DESTOMBES. Toutefois, il signale ne pas avoir établi par des arguments géométriques sur le terrain leur position subordonnée. Les différences lithologiques entre ces deux formations de conglomérats sont d'ailleurs assez faibles.

Le mémoire de P. CAVET (1959) donne la description détaillée des séries de Jujols et de Canaveilles, établit les corrélations stratigraphiques avec les régions de la chaîne les plus proches et avec la Montagne Noire, et propose des comparaisons avec les séries des régions plus éloignées, notamment les Pyrénées centrales.

Les schistes de Jujols, recouverts en concordance par les « schistes troués » ashgilliens à Brachiopodes et Cystoïdes (« grauwacke à *Orthis actoniae* »), sont attribuables à un Ordovicien inférieur s. l. Ces « schistes de Jujols supérieurs » renferment dans les Aspres, caractère singulier dans toute la région étudiée, de minces intercalations calcaires (« calcaires de Coubris », qui peuvent être comparées aux « calcaires métallifères » (p. 176).

La série de Canaveilles, d'autre part, riche en matériaux éruptifs, et métamorphisée, est rapportée hypothétiquement au Cambrien en raison d'analogies de facies entre certaines formations interstratifiées (schistes siliceux verts ou lie-de-vin à nodules calcaires associés à des horizons ou niveaux lenticulaires calcaires ou schisto-calcaires) et des formations comparables du Cambrien de la Montagne Noire (p. 79).

RECAPITULATION

Le tableau I (p. 32) résume les résultats exposés par ces différents auteurs, ainsi que ceux qui sont exposés dans le présent travail. En dépit de différences de facies reconnues dans la succession des termes observés, deux assises semblent apparaître partout avec des caractères semblables. Ce sont, d'une part, une assise supérieure ardoisière et gréseuse sombre, grise ou bleue, et, d'autre part, une assise inférieure de schistes lustrés siliceux, de quartzites et de phyllades clairs, gris verdâtre.

Par ailleurs, elles renferment toutes deux des niveaux calcaires et sont séparées, en plusieurs points, par des conglomérats à éléments de quartz.

B. — DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE

La coupe publiée par J. P. DESTOMBES entre le val d'Arouge et le val d'Esquierry a permis de reconnaître les différents niveaux de la série locale, dont certains ont pu être cartographiés sans difficulté.

L'Ordovicien affleure dans d'autres parties de la même région. Il forme en effet, avec les granites, la plupart des hautes vallées et des grands sommets de la haute chaîne; jusqu'à ce jour, sa distribution régionale et structurale n'avait jamais été analysée par cartographie détaillée. Voici la répartition que cette cartographie a permis de préciser :

- 1°) - Un anticlinal à grand rayon de courbure affecte l'Ordovicien à partir de la Neste de Louron, et se prolonge vers l'Est, où il est pincé et faillé (fig. 3 et carte K). Son axe, de direction cartographique N 100° E, est jalonné par le lac de Hourgade, les lacs de Néré et le lac d'Oô. C'est en particulier entre ces deux derniers lacs que se trouve la crête où a été observée la coupe d'Arouge-Esquierry. Plus à l'Est encore, l'axe passerait par la Rue d'Enfer, citée par J. P. DESTOMBES (1953) comme lieu d'observation des terrains de la base de la série.
- 2°) - Le plan axial de cet anticlinal passe légèrement au Nord de l'emplacement fixé par J. P. DESTOMBES (DESTOMBES et RAGUIN, 1953). En effet, cet auteur, tout comme A. LEYMERIE (1878, pl. III, fig. 2) situe ce plan axial sur la crête qui sépare le val d'Arouge du lac d'Oô. Sur cette crête, les conglomérats inférieurs, redoublés, formeraient le cœur de l'anticlinal. Les levés cartographiques conduisent en fait, comme on le verra, à situer ce plan axial à la latitude du centre du lac d'Oô, et pour cette raison, ce pli sera désormais désigné sous le nom d'anticlinal du lac d'Oô.
- 3°) - L'Ordovicien forme, le fait est connu, la « trame » des enclaves schisteuses du granite du Lys-Caillaouas, enclaves dénommées « septa » par E. RAGUIN et J. P. DESTOMBES (1948). On rencontre ces enclaves jusqu'à la crête frontière, et du N au S, on peut reconstituer, en première analyse, deux grandes ondulations « anticlinales » séparées par un « synclinal pincé » en forme d'éventail. Vers l'Ouest, entre les lacs de Caillaouas et de Pouchergues, l'homologue de ce pli est d'ailleurs un synclinal beaucoup plus ouvert. L'ondulation méridionale n'est que la suite d'un grand anticlinal dont l'axe a pour direction cartographique N 120° E à N 140° E, et qui s'étend, à partir du granite, vers le N-W, à travers les hautes vallées du Louron, jusqu'au Rioumajou. L'Ordovicien y est métamorphisé dans sa partie inférieure. Cette formation métamorphique apparaît, en situation anticlinale, sur la feuille de Luz au 1/80 000 (1^{re} et 2^e éd.), où elle est orientée selon la direction E-W. Ce pli sera désigné du nom d' « anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes ».
- 4°) - Des relations complexes existent entre les deux plis du lac d'Oô et de Frédancon-Aygues Tortes, reliés par une virgation du synclinal qui les sépare, particulièrement observable aux environs de Lassoula (carte au 1/50 000).

- 5°) - L'Ordovicien non métamorphique s'étend encore au Sud du pli de Frédancon-Aygués Tortes. Les levés de ce travail ont mis en évidence, dans cette région, notamment au Sud de l'Hospice de Rioumajou et dans la haute vallée de Moudang, un synclinal de schistes carburés gothlandiens, pincé en forme d'éventail, dans une disposition géométrique symétrique, par pure coïncidence, de celle que présentent les enclaves en éventail du massif granitique du Lys-Caillaouas, par rapport à l'anticlinal de Frédancon-Aygués Tortes. Son orientation est comparable à celle de l'anticlinal de Frédancon-Aygués Tortes. Au Sud, affleure de nouveau l'Ordovicien, qui passe vers le bas aux formations granitisées de Bielsa, Troumouze, Gavarnie. La crête frontière, orientée E-W, recoupe ces plis, et se trouve en partie dans l'Ordovicien, en partie dans le Gothlandien. Rappelons que dans les vallées de la Haute Neste, BRESSON (1903, p. 38) considère que les formations siluriennes sont d'autant plus anciennes que l'on approche de la frontière, c'est-à-dire que l'on se déplace vers le Sud.

C. — DESCRIPTION DES DIFFÉRENTS TERMES

Les différents terrains seront décrits dans leur ordre de succession du sommet à la base de la série.

a) *Dalle à Echinospaerites et « poudingue à billes ».*

Une *dalle calcaire* affleure sous les schistes carburés gothlandiens, à un kilomètre au Nord de Salles, en rive droite de la vallée de la Pique, à l'Est de la route menant à Gouaux de Luchon. Elle se présente sous l'aspect d'un calcaire spathique bleu sombre, de quelques décimètres d'épaisseur. Elle nous a livré un échantillon d'un Echinoderme fort mal conservé, à test spathique, qui a été identifié comme *Echinospaerites cf. balticus* Eichwald.

Ce gisement, examiné à titre de référence, est identique aux gisements voisins de Montauban-Luchon et de Cazarilh, décrits depuis longtemps et attribués par BARROIS (1887) au Caradoc.

Toutefois, une observation nouvelle est celle de galets sphériques, en forme de billes, de petite taille (les plus gros ont 1 cm de diamètre), qui apparaissent dans l'épaisseur du banc calcaire en même temps que des fragments de quartz apparemment détritiques et forment ainsi un microconglomérat.

Le terme calcaire et le terme gréseux sont peut-être les équivalents amincis des deux niveaux homologues de la Montagne Noire (schistes et calcaires à Cystidés reposant sur les grès de Vailhan), et des Corbières (schistes et calcaires à *Echinospaerites cf. balticus* et *Orthis actoniae*, reposant sur le grès de Davejean, in BRESSON, 1903, p. 41). Mais il n'y a sans doute pas correspondance rigoureuse (BRESSON).

Ce niveau détritique subterminal à facies de conglomérat et renfermant des galets très arrondis de quartz laiteux n'avait pas été signalé dans les Pyrénées Centrales avant ce travail. Il n'avait été observé qu'au Pays Basque par P. Lamare (1954).

Ces formations caractéristiques n'ont pu être observées vers le Sud et l'Ouest, immédiatement au-dessous des schistes carburés gothlandiens, en aucun autre point, pas plus que le

facies caractéristique formé par les calcaires spathiques. Un calcaire à pâte fine, immédiatement sous-jacent aux schistes carburés, affleure toutefois à l'entrée des vallons de Néré et de Hourgade (voir p. 47). Il faut d'ailleurs noter que les remaniements d'origine tectonique sont susceptibles, comme on le verra (p. 193), d'avoir fait disparaître dans les calcaires toute trace de débris organiques. Il se peut donc que ces niveaux s'étendent en fait vers le Sud et l'Ouest de la région de Luchon. Les calcaires sont d'ailleurs présents dans les Hautes-Pyrénées, où BRESSON les a signalés (1903, p. 36, 38, 239), y compris dans la région présentement cartographiée.

b) *Schistes et quartzites bleus et gris à éléments calcaires.*

Sous ces formations, on observe systématiquement des schistes souvent ardoisiers, quartzifères, sériciteux, renfermant de la tourmaline, ainsi que de la muscovite, de la biotite et de la chlorite présentant une patine rouille caractéristique, et des niveaux de quartzites subordonnés, de teinte généralement bleue, et renfermant une proportion variable de *calcite*. Souvent, on ne peut mettre la présence de celle-ci en évidence que par l'acide. Bien que l'aspect microscopique des grains de calcite ne permette aucune conclusion, nous pensons qu'une certaine proportion de ces éléments est organogène. Lorsque la calcite est abondante, la roche, bleue dans la masse, prend une *patine brune* ferrugineuse et *vacuolaire*. La patine ferrugineuse apparaît sur une épaisseur de quelques millimètres, les vacuoles étant tout à fait superficielles. Des bancs calcaires et dolomitiques peuvent enfin apparaître, à des niveaux variables dans la série, et avec des épaisseurs variables (pl. IX).

Ces bancs sont soit lenticulaires, soit continus, et il semble que leur continuité soit plus grande vers le sommet de l'assise. Ces calcaires et dolomies sont toujours interstratifiés avec des bancs de quartzites, dont l'épaisseur est de l'ordre de 5 cm. La dolomie n'affleure de façon visible que sous l'aspect de masses irrégulières, largement cristallisées, présentant une patine jaune, et le plus souvent dispersées au sein de bancs « calcaires ». L'analyse chimique montre que la roche constituant ces derniers ne présente qu'une faible teneur en CO_3 Mg, et que la dénomination de calcaire est en général justifiée (tabl. 16). Ces calcaires sont en bancs d'épaisseur variable, ne dépassant généralement pas le décimètre. Les calcaires en bancs, bleus dans la masse, présentent aussi la patine brune vacuolaire à moins qu'ils n'apparaissent purement et simplement déprimés par rapport aux quartzites sous l'effet de l'érosion atmosphérique (pl. IX, fig 2 et suiv.). DALLONI (1951) les a décrits comme des « calcaires roux, en bancs bien réglés » et les a attribués, lui aussi, au Caradoc.

Ces calcaires ont été particulièrement aptes à subir et à enregistrer les déformations tectoniques (pl. IX, fig. 2, 3, 4). Les manifestations de cette aptitude, utilisables dans l'analyse tectonique, seront étudiées en détail (voir p. 193).

L'ensemble des schistes, quartzites et calcaires sera désigné désormais sous le nom de « série des schistes bleus à éléments calcaires ». A la suite de relevés en galerie, J. P. DESTOMBES (1953) a attribué à cet ensemble, dans la Haute-Garonne, une épaisseur de l'ordre de 400 m.

Cette série des schistes bleus à éléments calcaires présente encore la particularité de renfermer, en certaines zones, des horizons à nids amphiboliques. Ces horizons peuvent apparaître sous la forme de lentilles de dimensions restreintes : quelques centimètres d'épaisseur sur quelques décimètres de longueur. On peut aussi les rencontrer sur plusieurs dizaines ou centaines de mètres. En général, la roche est plus riche en calcite dans ces horizons et elle est, par suite, plus claire, au moins en surface. Les nids amphiboliques apparaissent sous

l'aspect de taches sombres, verdâtres, sur un fond clair souvent bleuâtre. On peut également observer le développement de nids amphiboliques dans la masse des calcaires qui se présentent en bancs bien constitués.

Les nids amphiboliques, d'un diamètre de l'ordre du millimètre, sont d'un type banal. Ils sont formés par des ensembles rayonnants de cristaux d'actinote et de hornblende verte, cette dernière étant en plus faible quantité, ainsi que de zoïsité. L'ensemble est souvent noyé dans la chlorite. Le quartz, par endroits plus abondant, forme une couronne blanchâtre entourant le nid amphibolique (pl. IX, fig. 5, 6).

La présence de ces niveaux à nids amphiboliques est liée à d'autres manifestations des phénomènes de métamorphisme. Ainsi, les schistes bleus qui les renferment sont fréquemment porteurs de cristaux d'andalousite de 2 à 4 cm de long, aplatis et souvent transformés par pseudomorphose en damourite, ou envahis par du quartz secondaire. D'autre part, les schistes bleus sont parfois remplacés, localement, par une succession de schistes vert clair dont l'épaisseur peut atteindre 100 m. Ces schistes présentent presque systématiquement les particularités de renfermer des niveaux à nids amphiboliques et d'être porteurs de cristaux d'andalousite comparables à ceux de la série des schistes bleus.

On peut rencontrer les schistes vert clair à la partie inférieure de la série des schistes bleus qu'ils remplacent, et d'une façon générale dans les niveaux par l'intermédiaire desquels on passe à des séries plus métamorphiques.

c) *Conglomérats et calcaires.*

Sous la série bleue à éléments calcaires et sous les schistes verts qui peuvent en faire partie localement, on peut rencontrer un niveau de *conglomérats* à galets de quartz et de quartzite. Ce niveau n'est pas continu, mais on peut cependant établir la corrélation des affleurements, car ces conglomérats sont liés à des niveaux de calcaires en bancs. Au-dessus, on peut rencontrer des bancs calcaires situés à la base de la série des schistes bleus. Au-dessous, des bancs calcaires peuvent également être rencontrés, soit à la base des conglomérats, soit séparés de ceux-ci par des schistes noirâtres dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs dizaines de mètres.

L'épaisseur des conglomérats varie de quelques mètres à une centaine de mètres; la taille des galets, de quelques centimètres à une dizaine de centimètres. Les galets qui peuvent être aplatis, sont toujours étirés selon une direction qui peut varier en fonction des déformations tectoniques locales.

Le ciment est en général clair, de teinte blanchâtre et riche en séricite; localement, il est noir ou rouille. Les galets de quartz laiteux sont rares. Les quartzites formant la plupart des galets, sont soit rigoureusement blancs, soit exceptionnellement blanchâtres ou rougeâtres, et dans ce cas, ils sont le plus souvent lités, avec des lits sombres riches en biotite et oxydes de fer. Les galets de quartzite blanc peuvent exceptionnellement renfermer des nids amphiboliques. Notons qu'en Ariège, des conglomérats à très rares éléments calcaires sont signalés par GARRIGOU (1865) vers les cascades d'Orlu. Dans la région où ont été trouvés ces galets, comme en d'autres points, les calcaires sont absents au-dessus et au-dessous du niveau de conglomérats, mais, interstratifiée vers la base de celui-ci, on trouve une roche très riche en amphiboles. Cette roche massive, composée d'actinote, de quartz et de chlorite, se présente en lentilles épaisses, homogènes, ou encore constituées d'une alternance de lits de quartzite blanc, épais de 1 à 2 cm, et de lits amphiboliques de même épaisseur. Il s'agit de formations calcaires transformées par métamorphisme.

En quelques points, les conglomérats sont remplacés par des micro-conglomérats à galets siliceux étirés, et dont la plus grande dimension atteint quelques millimètres. Le ciment est sériciteux, verdâtre ou grisâtre. Les arkoses signalées à ces niveaux par DALLON (1951) n'ont pas pu être observées.

d) *Schistes noirs et calcaires en bancs à la base.*

Sous ce niveau repère des conglomérats à galets de quartzite blanc liés à des bancs calcaires, se présente normalement une série épaisse de plusieurs dizaines de mètres de *schistes noirâtres*, non graphiteux, riches localement en andalousite. Cette formation est liée à des niveaux calcaires en bancs sous-jacents aux conglomérats. Ces niveaux sont assez continus lorsqu'ils existent, mais ils n'ont pas été rencontrés partout. Ils sont situés soit immédiatement au-dessous des conglomérats (cas des calcaires amphibolitisés cité plus haut), soit à quelques mètres ou à quelques dizaines de mètres de ceux-ci. Les bancs calcaires sont épais de quelques centimètres, et séparés les uns des autres par des lits de quartzite de même épaisseur. A l'œil nu, rien ne permet de distinguer ces niveaux calcaires de ceux que l'on rencontre au-dessus des conglomérats. Leur épaisseur est variable, mais ne dépasse jamais, tous bancs réunis, une cinquantaine de mètres. La concession minière des Crabioules, pour plomb, zinc et métaux connexes, se trouve tracée à cheval sur le parcours de bancs appartenant à ce niveau.

e) *Schistes et quartzites clairs à séricite.*

Au-dessous affleurent avec un grand développement des schistes sériciteux, des quartzites et des quartzophyllades de teinte générale claire, à dominante jaunâtre. Aucun niveau repère particulier n'y a été observé. Les quartzites y sont particulièrement abondants. Ils sont blancs, à grain fin et homogène, parfois lités, ou colorés en vert clair ou en jaune par de la séricite en proportions variables. Ils se présentent en bancs épais de 10 cm en moyenne.

Ce sont vraisemblablement ces quartzites que l'on retrouve remaniés en galets dans les conglomérats.

Cette formation constitue le cœur des anticlinaux. Par exception, elle se présente dans l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes sous l'aspect de quartzites clairs en bancs de 10 cm, interstratifiés dans des schistes à chialtolite, dans des schistes micacés et dans des schistes à staurotide. Ces trois dernières roches ont très fréquemment une teinte sombre dans la masse, et une patine grise ou rouille. Les chialtolites sont énormes, leur longueur pouvant atteindre le décimètre. Elles sont très souvent aplaties ou tronçonnées et partiellement transformées par pseudomorphose en damourite. Leur orientation est liée à celle des accidents tectoniques. Les schistes à biotite présentent des prismes grossiers formés d'un empilement de lamelles de clivage, prismes dont les dimensions peuvent atteindre plusieurs millimètres. Les dimensions inhabituelles des divers minéraux permettent de désigner les roches de la formation du nom de « quartzites et schistes à minéraux géants ».

Au voisinage des massifs granitiques, ainsi que dans les enclaves du massif du Lys-Caillaouas les distinctions deviennent difficiles à établir, en raison de la convergence de l'aspect des schistes appartenant aux différentes séries : teinte gris sombre, développement de biotite et de minéraux de métamorphisme de contact. Seul le niveau repère des conglomérats liés aux calcaires demeure parfaitement identifiable, même au sein du massif du Lys-Caillaouas. Les lits ou bancs calcaires sont transformés en cornéennes, renfermant notamment grenats, pyroxènes, idocrase.

Dans ce cas comme dans celui de l'apparition d'amphiboles, la structure initiale, caractérisée par l'alternance de lits calcaires et de lits de quartzites, est conservée. Or les calcaires sont particulièrement déformables, contrairement aux roches à amphiboles ou aux cornéennes. Il est alors souvent possible d'établir la chronologie des déformations par rapport à la manifestation du métamorphisme.

D. — ASSIMILATIONS STRATIGRAPHIQUES

La « faune seconde silurienne » de BARROIS (1883, p. 164) est celle des *grauwackes* à *Orthis actonae* et *Echinosphaerites* cf. *balticus* Eichwald. Elle est suffisamment fréquente pour avoir été reconnue par beaucoup d'auteurs. Les conglomérats et les formations détritiques, associés au calcaire spathique du Caradoc, ont été examinés pour ce travail à Salles, près de la localité-type de Montauban-Luchon, et assimilés à ce dernier niveau.

P. LAMARE (notice de la 2^e éd. de la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port, 1954), décrit des « micropoudingues à granules siliceux et texture coëillée, ainsi que des poudingues à « billes » de quartz, associés, vers leur base, à « des schistes gris un peu luisants qui correspondent peut-être à du Caradoc », observés au toit de l'Ordovicien. L'identité avec les poudingues que nous avons trouvés sous la dalle à *Echinosphaerites*, à Salles, ne fait aucun doute.

La « faune première », comprenant des débris d'*Asaphus* et de *Calymene* cf. *Tristani*, mériterait révision. Par ailleurs, le niveau qui la renferme n'est pas placé avec précision dans les successions lithologiques variées admises par les auteurs. Ainsi, J. P. DESTOMBES (1951b) après M. DALLONI (1930, p. 72) semble d'abord identifier ce niveau à des schistes ardoisiers bleus homologues de nos « schistes à éléments calcaires » qui appartiendraient ainsi au Llandeilo. Puis il rappelle la nécessité d'une révision des faunes avant toute attribution stratigraphique (1953).

Aucun argument paléontologique n'est venu, dans la présente étude, modifier ce point de vue. Il n'est pas interdit de douter de l'existence de tout ou partie du Llandeilo, qui peut être absent comme en certains points de la Montagne Noire (THORAL et GÈZE, 1939), par suite d'une émergence consécutive à des mouvements relevant d'une phase orogénique paroxysmale. S'il en est ainsi dans les Pyrénées Centrales, il y a lieu de considérer les conglomérats sous-jacents aux schistes bleus à éléments calcaires comme des conglomérats de base, immédiatement postérieurs à cette phase tectonique. Celle-ci pourrait être, comme le suggère J. P. DESTOMBES (1953, p. 126), la phase taconique. Il est, dans ce cas, légitime de ranger, sous les calcaires à *Echinosphaerites* du Caradoc, les schistes bleus à éléments calcaires et les conglomérats à galets de quartzite blanc, sous l'accolade « Caradoc-Llandeilo », ainsi que le fait J. P. DESTOMBES (1953, p. 118), qui place cependant sans équivoque les conglomérats à un niveau profond. D'autres auteurs (SCHMIDT, 1931, CAVET, 1951a) observent un niveau de poudingues qui semble sensiblement plus élevé dans la série. Nous pensons qu'il faut distinguer entre le niveau à « billes » de quartz du Caradoc et le niveau de conglomérats à galets de quartzites dont il est question maintenant. Il est ainsi permis d'hésiter sur le sens de certaines attributions de conglomérats au « Caradoc-Llandeilo ». Ces attributions prêtent d'ailleurs à discussion ainsi que le remarque P. HUPÉ (1951d).

Selon les assimilations de J. P. DESTOMBES (1953), l'Arenig serait représenté par les calcaires métallifères et les schistes noirâtres « pseudo-carburés » qui leur sont associés. Ce sont les attributions mêmes de CARALP.

Cependant, d'autres assimilations peuvent être faites pour toute la série précédente. En

effet, pour autant que l'investigation encore imparfaite du domaine méditerranéen au Silurien nous permette d'en juger, la phase taconique n'a pas affecté une région étendue : sa trace, avec lacune du Llandeilo, n'apparaît avec quelque certitude que dans la Montagne Noire. Au contraire, dans certaines parties de cette même région, les formations de l'Arenig ou du Tremadoc, sous forme de schistes gréseux et de grès, peuvent être observées en transgression sur le Cambrien. Les grès renferment occasionnellement des Lingules et présentent des traces telles que *Cruziana*, *Vexillum*, *Bilobites*, révélatrices de plages ou de hauts-fonds. L'Arenig a aussi été signalé au Pays Basque, par P. PALACIOS (1919), qui identifie au grès armoricain des quartzites à *Cruziana*.

Ce caractère de formations transgressives sur des terrains plus ou moins récemment émergés est celui de l'Arenig ou du Tremadoc dans toute l'Europe moyenne et la région septentrionale de la Méditerranée. C'est le cas des grès armoricains, en Bretagne (Mancellia), des conglomérats à la base des couches de Krůsná Hora en Bohême (KOLIHA, 1937, p. 480, KETTNER, 1937), des conglomérats « discordants » sur le Cambrien moyen décrits en Sardaigne (NOVARESE, 1924, TEICHMÜLLER, 1931), ainsi que du grès armoricain et des conglomérats des chaînes celtibériques (LOTZE, 1929, pp. 78-79, et traduction espagnole, 1954-1955, p. 82 et suiv.).

Il serait conforme à ce caractère, qui semble général, d'assimiler à l'ensemble Arenig-Tremadoc ou à l'un des deux niveaux, les conglomérats à galets de quartzite blancs, et de rapporter leur présence à la répercussion de la phase sarde de l'orogénèse calédonienne.

Bien plus aisée sera alors l'attribution des calcaires et des schistes pseudo-carburés au Cambrien moyen et supérieur, par analogie avec les facies que présentent ces niveaux dans la Montagne Noire. En effet, on rencontre, sous les conglomérats un ensemble de schistes sombres et de calcaires d'une épaisseur de quelques dizaines de mètres. Ils sont géographiquement associés à un gisement métallifère (mine des Crabioules). Ils peuvent ainsi être assimilés aux calcaires métallifères de CARALP, et être placés, plus affirmativement que ne le fait J. P. DESTOMBES, dans le Cambrien (voir tabl. I, p. 32). Rappelons que, dans la série-type de CARALP (1888, p. 141), les calcaires métallifères attribués à l'Arenig en raison de leur association, qui se révéla par la suite être d'origine tectonique, avec des schistes carburés à Graptolites dendroïdes, sont situés bien au-dessus des conglomérats placés par l'auteur dans le Cambrien.

Dans le gisement de plomb et de zinc de Sentein, où l'association entre les calcaires de Bentaillou et le minerai a pu servir de type aux « calcaires métallifères », l'assise calcaire, d'une épaisseur énorme, est située au voisinage du Gothlandien et au-dessus des niveaux de conglomérats (DURAND et RAGUIN, 1943). Mais des calcaires existeraient aussi sous ces niveaux (VISVANATH, 1957). *Des calcaires métallifères paraissent ainsi exister de part et d'autre des conglomérats.* Pour P. CAVET (1951b), les cipolins du Col de Puymorens font partie de la série de Canaveilles, seule série renfermant des calcaires dans cette région selon l'auteur, les schistes de Jujols, plus élevés, n'en contenant pas, sauf toutefois dans les Aspres, où les calcaires de Coubris pourraient être contemporains des calcaires métallifères, ou un peu plus récents qu'eux (1959). On peut encore distinguer ici deux entités calcaires.

Cependant, G. GUITARD (1953a) rajeunit la série de Canaveilles et assimile à ces calcaires cambriens les cipolins de sa série de Balatg. Selon ces dernières attributions, les calcaires de la série de Canaveilles pourraient être l'équivalent de notre série bleue à éléments calcaires, alors que les cipolins de la série de Balatg seraient l'équivalent des calcaires subordonnés aux conglomérats à galets de quartzite blanc. Ces assimilations sont légèrement différentes de celles que suggèrent J. P. DESTOMBES et E. RAGUIN (1953).

Les schistes satinés, quartzites et quartzo-phyllades clairs qui se trouvent sous les termes précédents, dans la région étudiée, représentent sans doute l'équivalent des grès de Marcory.

En résumé, la présence du Cambrien ne peut être affirmée dans la région étudiée, faute de preuves paléontologiques. Mais la comparaison de la succession des assises avec celle des régions voisines fournit une présomption à laquelle l'auteur se range. Toutefois, pour des raisons évidentes d'objectivité, le symbole traditionnel s 3-2 de la carte géologique de la France au 1/80 000 a été affecté sur la carte et sur les diverses figurations à l'ensemble des assises anté-gothlandiennes, deux subdivisions étant ménagées pour les terrains sus et sous-jacents au niveau des conglomérats à galets de quartz et de quartzites.

E. — DESCRIPTION RÉGIONALE

L'étude de l'anticlinal du lac d'Oô présente un grand intérêt, puisque J. P. DESTOMBES y a établi sa coupe fondamentale (DESTOMBES et RAGUIN, 1953, DESTOMBES, 1953). Les levés exécutés pour le présent travail ont conduit, on l'a vu, à donner au plan axial de cet anticlinal une position plus septentrionale que celle que fixe M. DESTOMBES. Seront d'abord justifiées les conceptions tirées des levés à propos de la région du lac d'Oô, puis les autres unités seront examinées, à l'appui de l'établissement de la succession qui a été énoncée plus haut.

1) Anticlinal du lac d'Oô.

Des failles plus ou moins évidentes séparent le cœur de l'anticlinal, où affleurent les schistes sériciteux et les quartzites clairs de la base de la série, du flanc nord et du flanc sud, représentés par les schistes bleus à éléments calcaires, à la base desquels on observe les conglomérats plus ou moins continus (photo 1, pl. I).

Au Sud de la limite naturelle constituée par la dépression de Lourtiga, le val d'Esquierry et le val de Medassoles, s'étend un massif où culmine le pic de Nord-Nère (2 844 m). Il est limité au Sud par le val d'Arouge, la dépression du lac d'Espingo et le vallon montant au cap de Hounts Secs. La vallée glaciaire descendant du lac du Portillon l'entaille profondément au niveau du lac d'Oô.

Quatre coupes N-S qui permettent d'établir la structure de l'anticlinal ont été relevées. Elles seront décrites d'Est en Ouest.

a) Coupe du cap de Hounts Secs au col de la Coume de Bourg (Profils A-B).

La montée du vallon allant du lac d'Espingo au col de Sarnès, au Sud du cap de Hounts Secs, a lieu dans des schistes bleu sombre, à reflets métalliques à l'affleurement, phylliteux, à patine brunâtre, renfermant ou non de petites chistolites aplaties selon la schistosité et orientées en tous sens dans cette surface. La schistosité semble correspondre à la stratification. De nombreux plis à petit rayon affectent ces schistes. La direction est E-W et le pendage est de 35 à 50° vers le Sud. L'épaisseur repérée au col de Sarnès, sur la crête, est de l'ordre de 300 m. Ces schistes renferment du quartz, de la séricite, et des matières ferrugineuses.

Sur la crête, au point coté 2 676, on pénètre dans les conglomérats à galets allongés de quartzite blanc, qui affleurent vers le Nord avec le même pendage, jusqu'au cap de Hounts Secs (2 697,6) et qui forment la partie supérieure de la paroi nord de ce sommet, bien visible depuis la moraine de Garin et la R. N. 618. Leur épaisseur atteint ainsi près de 300 m.

Le ciment est clair, blanchâtre ou bleu, sériciteux. Les galets sont de quartzite blanc, à une exception près, celle d'un galet de schiste noir micacé à lits de quartzite blanc.

Au milieu de ces conglomérats sont visibles des imprégnations de malachite, et à quelques mètres au Sud de l'arête sommitale du cap de Hounts Secs, une brèche à éléments anguleux de quartz et de calcite spathique, et à ciment siliceux riche en sidérose.

Des observations faites en d'autres points permettent d'affirmer qu'il s'agit là d'une brèche tectonique jalonnant le passage d'une faille.

En descendant la croupe menant vers la hourquette de Hounts Secs, au Nord du cap du même nom, on rencontre une trentaine de mètres de schistes quartziteux sombres, noirâtres, non graphiteux, avec passées verdâtres, porteurs ou non de chialolites. Puis viennent des calcaires en bancs de 5 cm en moyenne, intercalés dans des quartzites noirs de même épaisseur. Ces calcaires forment en fait deux passées d'une cinquantaine de mètres de puissance chacune, séparées par quelques dizaines de mètres de schistes noirs. Leur pendage diminue au fur et à mesure que l'on s'avance vers le Nord. On peut d'ailleurs les suivre sans difficultés dans le paysage, notamment dans le contrefort nord-est du cap de Hounts Secs, là où les éboulis ne masquent pas la roche. En effet, et c'est une des caractéristiques de ces niveaux calcaires, l'érosion différentielle met en évidence les lits de quartzites, en relief, par rapport aux lits calcaires, qui apparaissent en creux. Il en est ainsi chaque fois qu'affleurent ces niveaux calcaires, tout spécialement lorsqu'ils apparaissent sur des parois verticales perpendiculaires aux bancs. Les déformations subies par les calcaires sont alors particulièrement évidentes. On peut encore repérer ces niveaux sur le versant ouest de la croupe menant du cap à la hourquette de Hounts Secs, où ils forment de gros rochers : on constate alors qu'ils forment les deux flancs d'un repli synclinal déversé au Nord.

Les formations sous-jacentes à ces calcaires peuvent être examinées sur ce même versant, qui descend vers le lac d'Oô. Ce sont des schistes sériciteux, des quartzophyllades et des quartzites de teinte claire, jaunâtre ou verdâtre, à patine brune, à cassure granuleuse ou esquilleuse, à éclat gras, ou encore, mate. Le gaufrage, les plis à faible rayon de courbure (2 cm) et les plissements (rayon de courbure, 2 cm) sont fréquents dans cette formation. Leur inclinaison est faible mais de multiples traces de mouvements peuvent y être relevées.

Au Nord de la hourquette de Hounts Secs, où passe une des deux failles principales de l'anticlinal du lac d'Oô, limitant les niveaux calcaires précédents, on trouve plusieurs cirques ouverts au Nord, et découpés dans les schistes et quartzites bleus à éléments calcaires redressés. Les bancs calcaires y sont rares. Il a cependant été possible de mettre en évidence, grâce à une érosion différentielle identique à celle qui vient d'être signalée, la présence de quelques niveaux calcaires verticaux, fortement déformés par l'apparition de la schistosité (photo 5, pl. XXVII). Ces calcaires ne présentent jamais d'accident amphibolique. Par contre, on peut encore rencontrer dans les schistes des reliques de chialolite complètement écrasées.

Au col de la Coume de Bourg, on rencontre des schistes carburés gothlandiens sans trouver trace, à l'affleurement, des calcaires à *Echinosphaerites*.

La galerie amenant l'eau du lac d'Oô au-dessus de la centrale de Luchon traverse ces séries, au départ du lac. Elle a été visitée par les géologues du B.R.G.M., MM. BASSOMPIERRE et DESTOMBES, et les parties non revêtues permettent d'établir la coupe sommaire suivante,

observée du N au S, et consignée dans le rapport A 256 (1) du B.R.G.M. (2) (DESTOMBES, 1951a, p. 51) :

« Gothlandien

— Schistes et calcaires, vu 200 m sur	350 m
— Zone non vue	300 m
— Schistes, quartzites et petits bancs calcaires, vu	90 m
— Schistes maclifères, quartzites, gneiss	500 m »

Toutes ces formations font partie de la série bleue à éléments calcaires. Le plan au 1/50 000 annexé au rapport indique un niveau calcaire à mi-distance du lac au Gothlandien du val de Medassoles. Nous n'avons pas relevé ce niveau en surface, principalement en raison de la présence d'escarpements boisés inaccessibles. Ce niveau pourrait s'aligner avec l'un de ceux qui ont été relevés au Nord de la hourquette de Hounts Secs.

On notera que l'anticlinal du lac d'Oô est mis en place sur ce plan conformément aux levés du présent travail, et en désaccord avec les travaux de J. P. DESTOMBES, publiés par la suite.

b) *Coupe de la cabane d'Arouge au Pas de Couret* (Fig. 3).

Du refuge d'Espingo, on accède au val d'Arouge par un ressaut boisé, au-dessus duquel se trouve une cabane de berger, établie sur un mamelon (X = 448,48, Y = 49,76).

On y rencontre des schistes sériciteux et micacés, bleuâtres, présentant des reflets métalliques très prononcés, dus à l'abondance de la muscovite, et renfermant de minces lits de quartzites, et, de temps à autre, des lits à minéraux, littéralement bourrés de chialtolite.

A 400 m à l'Ouest de la cabane affleure un filon interstratifié de microgranite.

Le schiste est affecté de plis à faible rayon de courbure (2 cm), plus ou moins liés aux concentrations de minéraux mentionnées ci-dessus. Leur disposition et leur répartition semblent liées aux unités structurales voisines (voir p. 201). Des plissements à rayon de courbure de l'ordre du mètre sont également observables aux environs.

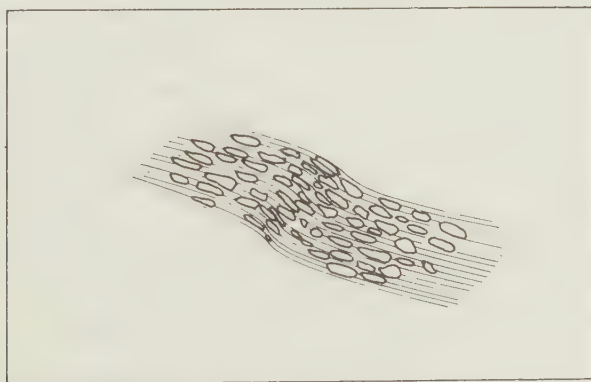


FIG. 2. — Plissement de 1 dm de rayon affectant le niveau de conglomérats du Troucet de Courts (SW du lac d'Oô). Les galets sont aplatis dans la partie plissée.

(1) Je remercie le B.R.G.M. de la communication de ce rapport ainsi que de l'aimable autorisation de faire état de la documentation qu'il renferme.

(2) Bureau de Recherches Géologiques et Minières.

Le val d'Arouge est limité au Nord par une arête, que l'on atteint à un passage, au point coté 2561, dit Troucet de Courts (photo 1, pl. I). Cette arête est constituée par les conglomérats observés par J. P. DESTOMBES, et considérés par lui comme « redoublés sur la crête même » (1953). Les conglomérats présentent ici un ciment de teinte jaune ou brun clair, et des galets allongés. Des plis à faible rayon de courbure les affectent, aplatissant à cette occasion les galets qui s'y trouvent pris (fig. 2 et photo 2, pl. VIII). On rencontre des filons de pegmatite au sein de la formation. On traverse vers le Nord les conglomérats sur une centaine de mètres, les 20 derniers mètres montrant un microconglomérat. Puis on observe sur 70 m des schistes gris verdâtre à chistolites aplaties, et un nouveau banc de conglomérats, avant d'entrer dans une série uniforme de schistes à chistolite sombres et clairs, à schistosité redressée. Cette série peut être observée sur le replat formant banquette entre le pic de Nord-Nère et les pentes abruptes surplombant le lac d'Oô à l'Ouest. Le redressement de la schistosité y est souligné par de multiples entailles faites par des ruisselets coulant d'Ouest en Est. Ces schistes sont en général sombres dans la masse, comme ceux que l'on observe sous les conglomérats du cap de Hounts Secs, mais présentent, contrairement à ceux-ci, une patine claire. Les rares bancs qui ne renferment pas d'andalousite sont de teinte vert clair dans la masse. Les traces de déformation sont multiples dans ces niveaux.

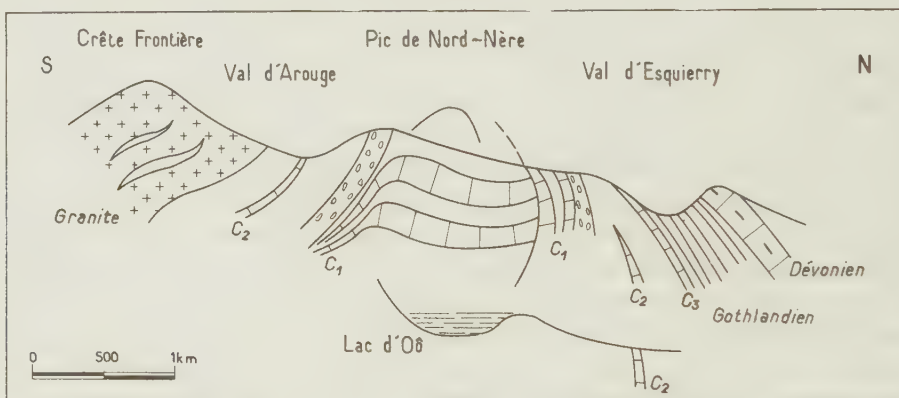


FIG. 3. — Schéma montrant les relations structurales entre les deux niveaux repères anté-gothlandiens qui affleurent selon diverses coupes dans l'anticlinal du lac d'Oô.

Au Nord du val d'Arouge : conglomérats du Troucet de Courts et du cap de Hounts Secs.

Au Sud du val d'Esquierry : conglomérats du vallon de Sadagouaux.

C₁ : calcaires affleurant sur les pentes à l'Est du lac d'Oô, au Nord du cap de Hounts Secs, et sur les pentes à l'Ouest de ce même lac, où ils sont difficiles d'accès. Ces mêmes calcaires, associés aux conglomérats, affleurent dans le vallon de Sadagouaux.

C₂ : calcaires affleurant dans le val d'Arouge, sous la forme de niveaux amphiboliques, et au Nord de la hourquette de Hounts Secs, ainsi que dans la galerie hydro-électrique du lac d'Oô.

C₃ : dalle à *Echinosphaerites* des vallons de Néré et de Hourgade.

Des failles mettent en contact les niveaux sub-horizontaux formant le cœur du pli et les flancs nord et sud redressés.

Au Sud : massif granitique du Lys-Caillaouas.

A l'Est du passage précédent, les pentes descendant en rive gauche vers le lac d'Oô présentent les niveaux subhorizontaux de quartzophyllades clairs homologues de ceux de la rive droite du lac. On peut observer, à la base, au bord du lac, certains bancs présentant de minuscules lits calcaires (épaisseur 1 mm), qui se manifestent comme à l'habitude par érosion différentielle. Des niveaux calcaires existent dans ces pentes, mais ils n'ont pas été

cartographiés avec toute la précision désirable en raison des difficultés d'accès. Entre ces pentes et le verrou situé au Nord du lac d'Oô, passe une faille qui sépare les formations précédentes des schistes gris bleu de la série bleue à éléments calcaires (pli-faille de Goueillérissés).

Au Nord de ces pentes, on peut rejoindre le haut du val d'Esquierry, vers le Pas de Couret, par le col et le vallon de Sadagouaux. La faille signalée ci-dessus sépare ici encore les terrains précédents de ceux de la série bleue à éléments calcaires. On rencontre, au Nord de cette faille, à l'amont du vallon de Sadagouaux, un banc peu épais de calcschistes puis, à quelques dizaines de mètres au-delà, des calcaires, puis des conglomérats avec bancs de calcaires interstratifiés. Tous ces niveaux se présentent en bancs redressés. L'épaisseur totale des calcaires est de 20 à 30 m. On constate que les bancs de calcaire sont d'une épaisseur moyenne de 5 cm.

On observe dans les schistes sous-jacents aux bancs en question, à quelques mètres de ceux-ci, trois passages de calcaire limités par des surfaces orientées perpendiculairement aux bancs, présentant une altération karstique parallèle à ces surfaces, et respectivement épais de 50, 10 et 10 cm. D'autres observations venant compléter cette constatation de grand intérêt tectonique, nous ont conduit à la conclusion que le matériel carbonaté des bancs est passé en quasi-totalité dans les cassures, sous l'effet de phénomènes tectoniques (voir p. 195).

Les conglomérats sont minces, leur épaisseur n'atteint qu'une dizaine de mètres. Ils ne présentent aucune différence d'aspect, ni de taille des galets, avec les conglomérats de l'arête de Troucet de Courts ou du cap de Hounts Secs.

Au Nord, on traverse des schistes et quartzites bleus, ne renfermant pas apparemment de niveaux calcaires, avant de pénétrer dans les schistes carburés du val d'Esquierry.

c) *Coupe de la Porte d'Arouge à Lourtiga.*

Le col de la Porte d'Arouge est le passage obligé entre la dépression du lac de Caillaouas et le val d'Arouge conduisant au lac d'Oô. Il est situé au front nord du massif granitique du Lys-Caillaouas. A peu de distance au Nord, on pénètre dans une série de schistes et quartzites bleu foncé renfermant des passées d'épaisseur variable riches en chialstolite, ainsi que quelques bancs de quartzites clairs. Ces formations sont redressées avec fort pendage vers le Sud. En



FIG. 4. — En traits pleins, fractures délimitant des amygdales, au sein desquelles une foliation est dessinée par l'alignement des micas (traits fins), et par l'alignement des nids amphiboliques (pointillé).

suivant l'arête est du pic de Hourgade, qui délimite le vallon de Néré du val d'Arouge, nous avons observé, à mi-chemin entre le pic de Néré (2 794 m) et le lac suspendu de Hourgade, un passage de schistes à nids amphiboliques. Ces nids sont répartis en quelques lits très minces, d'une orientation un peu capricieuse par rapport à la schistosité générale (fig. 4).

Vers le même endroit, au bord sud d'une mare permanente figurée par la carte topographique au 1/20 000 ($X = 446,0$, $Y = 50,08$), on observe une zone de deux ou trois mètres où les schistes bleus sont brusquement affectés de plissements intenses de quelques décimètres de rayon, contrairement à l'allure d'ensemble de la formation, assez uniformément redressée. Une pegmatite interstratifiée est visible le long de cette zone, immédiatement au Nord, notamment lorsqu'on se rapproche du lac de Hourgade.

On pénètre dans le vallon de Néré à partir de l'arête, aux environs du point coté 2 681 (N-E du pic de Néré). Une faille sépare les schistes et quartzites bleu verdâtre des conglomérats, qui sont très développés au sommet du vallon de Néré, où ils forment notamment le verrou entre les deux lacs. Ces conglomérats doivent être peu redressés. Les galets sont étirés, de taille variable allant de quelques centimètres à 10 cm, le ciment est de teinte jaune ou brun clair. Des plissements, à faible rayon de courbure, analogues à ceux que nous avons remarqués au Troucet de Courts, affectent la formation. Par ailleurs, de nombreux filons de quartz boudinés, accompagnés de la présence de multiples joints chloriteux, peuvent être observés aux environs du verrou entre les deux lacs.

Au Nord des conglomérats affleurent, sur quelques centaines de mètres, des schistes sombres dans la masse, à patine claire à l'affleurement, à schistosité redressée et à multiples chialolites laminées, orientées en tous sens dans le plan de schistosité. Nous sommes dans le prolongement des schistes de la banquette surplombant le lac d'Oô, dont nous sépare le pic de Nord-Nère. Ces schistes sont limités, au Nord, par une faille à fort pendage nord, qui prolonge la faille du Nord du lac d'Oô et du col de Sadagouaux. On observe au-delà de cette faille des niveaux calcaires très affectés par la schistosité (photo 4, pl. IX). Le matériel carbonaté a tendance à être fragmenté. Les calcaires apparaissent en lits tantôt continus, tantôt affectés de constrictions. Parfois à l'affleurement, le calcaire a disparu par suite de l'érosion différentielle, et ne laisse place qu'à des trous de quelques centimètres de diamètre, alignés selon des parallèles indépendantes de la trace de la schistosité et qui correspondent à peu près à la ligne de plus grande pente des anciens bancs calcaires. Tout le reste est constitué par du matériel siliceux, correspondant aux lits de quartzite primitifs. Le pendage des anciens bancs est de 45° vers le Nord, alors que la schistosité est pratiquement verticale. De nombreuses passées amphiboliques, isolées ou associées aux niveaux où apparaissent les calcaires, sont observables. Les amphiboles et les minéraux associés ne sont plus disposés en nids, mais ont envahi les lits en fonction de leurs différences de composition originelle.

Au Nord de ces niveaux, on observe des schistes bleu noir à muscovite, puis, sur une quinzaine de mètres, des bancs calcaires, moins déformés que les précédents, mais toujours constitués d'une alternance de quartzites et de calcaires.

Ces calcaires sont recouverts normalement par des schistes et quartzites bleus à muscovite, à joints ferrugineux, renfermant quelques niveaux à andalousites laminées. Enfin, le vallon de Néré s'ouvre sur la dépression de Lourtiga par un verrou dont les pentes sont constituées par les schistes gothlandiens et les calcaires dévoniens. La limite supérieure de la série bleue à éléments calcaires est ici marquée clairement par la présence de calcaires schistifiés dans une dalle de quartzite de quelques mètres d'épaisseur, à pendage nord, formant la limite septentrionale de l'arête aiguë qui sépare le vallon de Nère du vallon de Hourgade. Il s'agit sans doute du calcaire à *Echinosphaerites*.

d) *Coupe passant par le lac de Caillaouas, la Porte d'Enfer et le vallon de Hourgade.*

Le versant sud de l'arête séparant la vallée de Caillaouas du val d'Arouge est formé de schistes bleu noir à reflet métallique accusé, provoqué par la présence de muscovite. Le flanc sud du pic de Hourgade est fait de dalles redressées de cette roche. Dans les éboulis situés au pied de ces dalles, on trouve des blocs multiples à lits amphiboliques minces (2 mm) formant des bancs de 10 cm d'épaisseur.

Le passage de la Porte d'Enfer, entre le pic d'Estiouère et le pic de Belle Sayette, fait communiquer les sommets des vallons situés au-dessus de la centrale de Tramezaygues, avec le vallon de Hourgade. Une cassure N-S d'importance majeure parcourt les premiers vallons, la « faille de la Porte d'Enfer ». A l'Est de cette cassure, sur le versant de Tramezaygues, on observe des schistes bleu foncé, à sérécite, avec filons interstratifiés de granulite, formant le flanc ouest du pic de Belle Sayette, qui fait suite au pic de Hourgade. A l'Est de la Porte d'Enfer, dans le vallon de Hourgade, on peut observer ces mêmes formations dans les éboulis du flanc nord du même pic. On y trouve également des blocs de calcaire à lits de quartzite, de schistes à chialstolites laminées, de schistes à lits amphiboliques et de roches éruptives.

Le passage de la Porte d'Enfer lui-même, plus septentrional, est situé dans des schistes de teinte verte à grosses chialstolites trapues, avec quartzites interstratifiés. Leur pendage est faible et on note des plissements de quelques mètres de rayon. Ces formations s'étendent au Sud du lac de Hourgade, lui-même situé dans des conglomérats séparant les schistes et quartzites verts de la série bleue du Hourgade et de Belle Sayette.

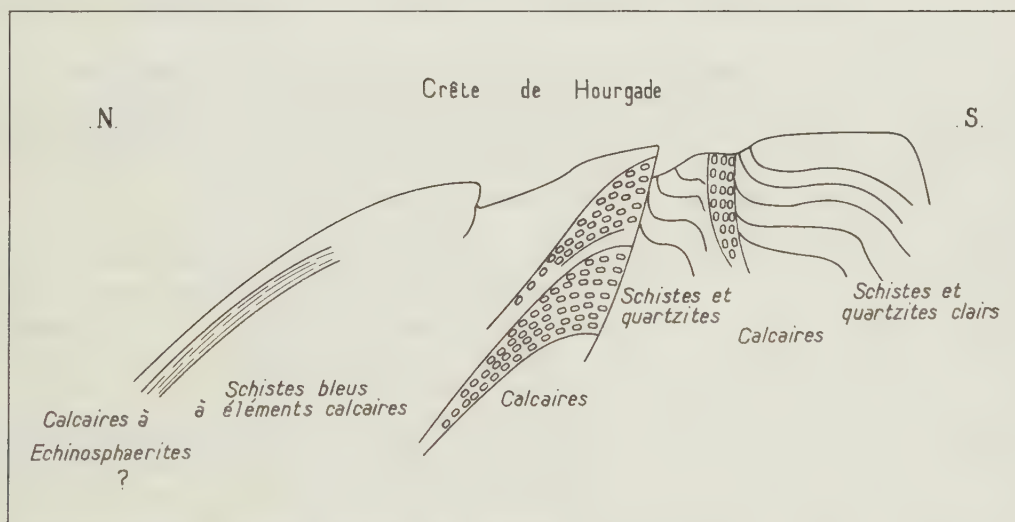


FIG. 5. — Dans la crête de Hourgade, les cassures ont été mises en évidence par l'érosion (brèches dans la topographie). Les niveaux calcaires sont soulignés par des alignements de « lentilles » apparaissant en dépression par suite de l'érosion différentielle.

Chacun de ces termes est l'homologue de ceux de la série observée dans le vallon de Néré. En particulier, les schistes et quartzites bleus, à pendage nord, existent à coup sûr, avec des caractères comparables à ceux des niveaux que l'on observe dans le vallon de Néré. Nous avons observé notamment, en compagnie de M. DESTOMBES, un bloc éboulé énorme provenant d'un des niveaux calcaires. La schistosité a intensément déformé les bancs, qui font un angle consi-

dérable avec elle. Quelques lits amphiboliques ont subi des plissements à faible rayon de courbure sans être fragmentés (photo 6, pl. XXVII).

Le premier verrou du vallon, verrou que l'on contourne vers l'Ouest pour descendre au plateau de Lourtiga, qu'il domine, montre une dalle mince de calcaire à pendage fort vers le Nord, correspondant au niveau à *Echinosphaerites*.

Un peu au Sud de ce dernier verrou, on observe des variations de pendage dans les schistes et quartzites bleu noir, qui dessinent des ondulations et présentent des pendages faibles vers le Nord comme vers le Sud.

Dans la partie septentrionale de la crête à parois verticales séparant le vallon de Néré du vallon de Hourgade, l'érosion différentielle met en évidence les niveaux calcaires et les accidents tectoniques qui prolongent la faille du vallon de Sadagouaux (fig. 5).

e) Coupe de la vallée de Louron entre Tramezaygues et Artiguelongue (Profils F et G).

Le thalweg de la vallée du Louron, au Nord de la centrale de Tramezaygues, est occupé par un massif de granite fin à deux micas (« granulite »), dont la limite supérieure affecte plus ou moins la forme d'un dôme. En rive droite, c'est-à-dire à l'Est, la Montagne d'Espichadère et, en rive gauche, à l'Ouest, la Montagne de Tramadits, montrent une succession de terrains dont le pendage suit sensiblement celui du dôme granitique, passant, du Sud vers le Nord, de l'horizontale à une inclinaison de 30 à 50° vers le Nord. La seule faille importante est située au Sud de cette coupe. La succession est la suivante, de haut en bas :

- Schistes et quartzites bleus (Montagne d'Espichadère, revers nord du pic d'Estos), épais d'au moins 400 m.
- Sur la rive droite, on observe des calcaires massifs en bancs alternant avec des bancs de quartzites, liés à des conglomérats. Epaisseur moyenne : 100 m. Sur la rive gauche, ce sont des calcaires amincis par laminage tectonique et liés à des conglomérats. Epaisseur : 30 à 50 m. Les calcaires ont été observés ici à 20 m au-dessus des conglomérats. Des filonets pegmatitiques dérangent les conglomérats.
- Schistes et quartzites micacés très noirs en surface comme dans la masse, avec chistolites laminées, renfermant des pegmatites et des filons granitiques interstratifiés, à l'approche du massif cristallin, et présentant vers le Sud de nombreuses traces de mouvements tectoniques. Un mince niveau de calcaire déformé a été observé au Nord-Ouest de Tramezaygues, en un point de passage obligé du sentier de la Montagne de Tramadits, vers la cote 1 600 (X = 441,7 Y = 52,0 env.)

A la latitude de la chapelle d'Artiguelongue, à la cote 1 700 environ, se trouvent d'anciens travaux de recherche de plomb argentifère. Une galerie, maintenant inondée, a été creusée à quelques mètres au-dessous du contact Gotlandien-Ordovicien, qui n'est pas marqué ici par le niveau calcaire à *Echinosphaerites*. Au contraire, un calcaire en bancs interstratifiés dans des quartzites se trouve à une trentaine de mètres au-dessous de cette limite. Son épaisseur est de 10 m. L'Ordovicien est représenté, au-dessus de ces calcaires, par des schistes bleus à chistolites laminées, et au-dessous des calcaires, par des quartzites clairs en bancs de 2 à 5 cm d'épaisseur.

f) Récapitulation.

Mettons à part, tout d'abord, le cas de la vallée du Louron. On trouve au Sud une bande de schistes et de quartzites redressés, de teinte bleu foncé ou noire, à assises riches en chias-

lite, présentant souvent un éclat métallique, prononcé surtout lorsqu'affleurent de grandes dalles, et dû à la présence de muscovite. Ces schistes et quartzites renferment en quelques points de minces lits amphiboliques. MM. RAGUIN et DESTOMBES (comm. pers.) ont découvert, au fond du val d'Arouge, un niveau de calcaires amphibolitisés en petits bancs alternant avec des bancs de quartzites (« petits calcaires »).

Au Nord, une bande de schistes et de quartzites bleus, pauvres en muscovite et en chiastolite s'allonge parallèlement à la précédente. Elle renferme des lits minces et rares de calcaire peu transformé par le métamorphisme, mais violemment déformé mécaniquement.

L'épaisseur des deux formations est à peu près la même de part et d'autre ainsi que le montre la carte. Cette égalité, ainsi que la présence sporadique de minces lits de calcaire nous conduisent à envisager l'identification des deux bandes. Les conglomérats du Troucet de Courts et du cap de Hounts Secs, d'une part, et les conglomérats du vallon de Sadagouaux, d'autre part, d'aspect tout à fait semblable, peuvent être aussi identifiés. Toutes les formations précédentes sont redressées, à l'exception des conglomérats situés à l'Ouest du Troucet de Courts. La bande méridionale a un pendage sud, la bande septentrionale, un pendage nord. Entre les conglomérats, et séparés d'eux par des failles, au moins au Nord, apparaissent des schistes et quartzites clairs liés à des bancs calcaires. Ces bancs apparaissent à l'Est du lac d'Oô, où une faible épaisseur de schistes les sépare des conglomérats. Leur pendage, d'abord faible, augmente vers le Sud. On peut leur assimiler les deux bancs très déformés, à schistosité verticale, mais à pendage nord, qui affleurent à l'entrée du vallon de Néré et dans le vallon de Sadagouaux. Dans ce dernier, les conglomérats sont en partie interstratifiés dans les calcaires du niveau supérieur.

Les similitudes d'aspect lithologique des formations, et la disposition des couches qui ont pu être mises en évidence, conduisent à reconstituer un anticlinal, accidenté de failles, dont le lac d'Oô forme sensiblement le cœur. La schistosité, sur les crêtes séparant les hauts vallons examinés, tend à effacer la stratification. Il n'en n'est pas de même au niveau du lac, un millier de mètres plus bas. Aussi l'examen de la seule coupe du pic de Nord-Nère peut-il prêter à discussion lorsqu'il est question de fixer l'emplacement du plan axial de l'anticlinal.

Vers l'Ouest, dans la vallée de Louron, l'anticlinal est exempt de ces déformations, qui n'apparaissent qu'à l'Est de la faille de la Porte d'Enfer.

Deux niveaux distincts y apparaissent. Au-dessus du repère des conglomérats, ce sont des schistes et quartzites bleus, avec niveaux calcaires interstratifiés, et au-dessous, des schistes et quartzites noirs, micacés, manifestement modifiés au contact du granite, et renfermant aussi des niveaux calcaires. Calcaires et conglomérats, à la limite des deux séries, sont liés, et des interstratifications sont possibles. Les difficultés d'accès n'en ont pas permis l'observation détaillée.

2) Massif granitique du Lys-Cailaouas.

Les enclaves énallogènes aplaties, parallèles entre elles, qui sont nombreuses dans le massif granitique du Lys-Cailaouas, sont constituées par des micaschistes et des gneiss. Des niveaux repères identifiables à ceux de la série observée aux environs du lac d'Oô, respectés par le métamorphisme, y apparaissent fréquemment. Ces niveaux repères sont essentiellement des bancs calcaires plus ou moins transformés, accompagnés de conglomérats, et dont beaucoup ont déjà été reconnus (DE CHARPENTIER, 1823, GARRIGOU, 1865, p. 110 et 116, ASTRE, 1941) et cartographiés (RAGUIN, F^{lle} de Bagnères-de-Luchon, 1951).

De tels niveaux calcaires, en partie transformés par le métamorphisme, et interstratifiés dans les micaschistes des enclaves, existent à la brèche à l'Ouest du pic Belloc (3 008 m), au col des Gourgs Blancs, sur le versant ouest du lac du Portillon, au Nord et au Sud de l'entrée du vallon supérieur de Litérole, au col supérieur du Litérole, au col du Portillon d'Oô, et dans le versant ouest des Fitas de la Coma (Est du port de Clarabide).

Des calcaires existeraient encore sur le versant sud du pic des Gourgs Blancs (3 128,9 m) et vers le pic de Clarabide (3 020 m), sur la frontière (comm. pers. A. ARMENGAUD).

LACROIX (1900, p. 42) signale encore la présence des calcaires et roches granito-calcaires « dans le petit piton encastré sur le front des glaciers des Gourgs Blancs ».

Les calcaires figurés sur la 2^e éd. de la feuille « Bagnères-de-Luchon » au 1/80 000 qui sont à l'Ouest et au Nord-Est du lac de Caillaouas, paraissent devoir être identifiés à des formations dont la mise en place par intervention de phénomènes tectoniques a été reconnue au cours de ce travail.

Quant aux conglomérats, on les a rencontrés surtout dans les éboulis, d'une part aux environs des petits lacs situés au Nord-Est du pic Belloc (vers la pointe Belloc), où ils sont très laminés, et d'autre part au Nord-Est du lac de Caillaouas, vers la cote 2 600, sous la paroi sud du Mail Mouillat. En ce dernier point a été notée, en particulier, la présence d'un galet isolé de quartzite blanc dans une enclave de quartzite clair à muscovite. Dans les autres cas, le ciment est un schiste brun clair, renfermant des galets étirés de quartzite blanc.

Il n'a pas été possible de préciser les rapports de ces conglomérats avec les niveaux calcaires, et notamment avec celui de la brèche du pic Belloc.

Un argument supplémentaire pour l'identification des calcaires aux niveaux de l'Ordovicien et du Cambrien observés aux environs du lac d'Oô doit être retenu. C'est le fait que l'alternance entre les lits de calcaire et les lits de quartzite soit toujours apparente quelle que soit la déformation tectonique ou la transformation métamorphique subie.

C'est ainsi que l'on observe fréquemment, comme dans le cas du métamorphisme de contact des mêmes niveaux à la périphérie du massif, la naissance de silicates calciques au sein même des calcaires, tandis que dans les lits de quartzites, qui demeurent siliceux, prennent également naissance, souvent en abondance, pyroxènes et grenats. Quelquefois, les lits calcaires sont totalement transformés en silicates calciques.

Les conséquences d'ordre structural à tirer de ces caractères stratigraphiques sont incertaines. En effet, seules ont été examinées les enclaves les plus importantes et d'innombrables ramifications situées en des endroits inaccessibles ont échappé à l'observation.

L'examen de la structure de la terminaison occidentale du massif permet cependant de formuler quelques conclusions qui seront exposées ultérieurement.

3) Virgation de Lassoula.

Les profondes entailles des vallons tributaires de la haute Neste de Clarabide, autour de la Centrale de Lassoula, permettent d'observer les relations complexes qui existent entre l'anticlinal du lac d'Oô et l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes (fig. 6). Au Sud d'une faille majeure passant à la Centrale de Tramezaygues s'étend un panneau qui peut être rattaché au flanc sud de l'anticlinal du lac d'Oô dans sa terminaison du Louron. Au-delà d'une nouvelle faille, passant par le lac de Caillaouas, la montagne de Couartaou, au Sud-Est de Lassoula, correspond à un pli synclinal très ouvert séparant les deux anticlinaux et prolongeant vers

l'Ouest le synclinal pincé du massif du Lys-Caillaouas. Comme à la base de l'anticlinal de Tramezaygues, les schistes et les quartzites de ces deux unités sont presque totalement transformés en micaschistes et gneiss, de teinte noire, présentant une patine grise ou rouille à l'affleurement. Une analogie de lithologie réunit ces deux panneaux, au rôle structural particulier.

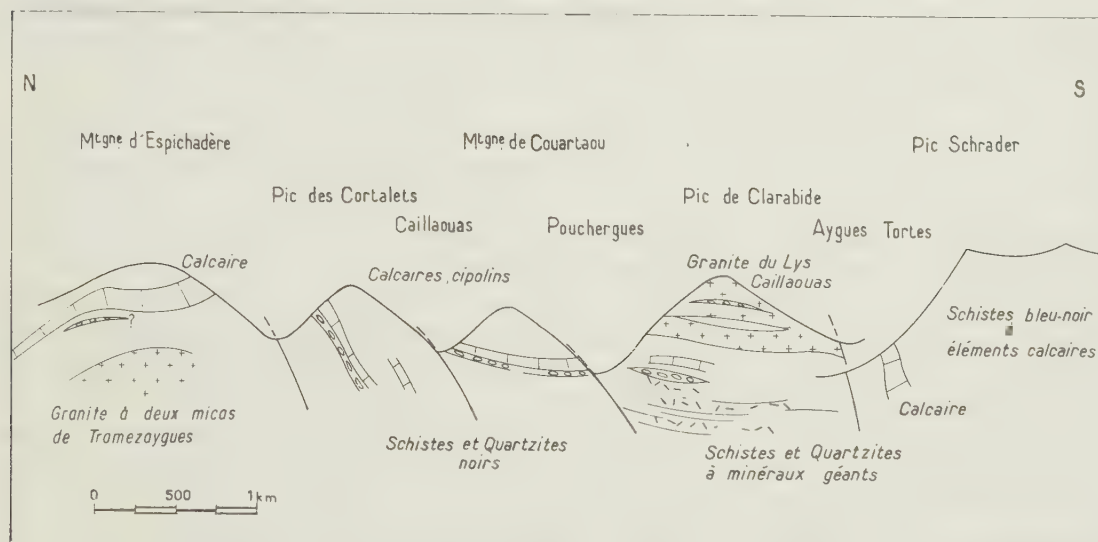


Fig. 6. — Coupe schématique montrant les relations entre les différentes unités structurales dans la haute vallée de Louron.

Montagne d'Espichadère : anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère. Pic des Cortalets : panneau du pic du Midi de Genost. Montagne de Couartaou : synclinal de Couartaou. Pic de Clarabide et pic Schrader : anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes.

a) Coupe au Sud de la Centrale de Tramezaygues.

Au Sud de la grande faille de Tramezaygues qui limite l'anticlinal à cœur granitique décrit plus haut, affleurent des micaschistes noirs, des quartzites très micacés et des gneiss, parcourus par de multiples corps et filons interstratifiés granitiques. Les quartzites sont d'abord prédominants à la Santette par exemple, et dans le flanc du pic du Midi de Genost exposé au Nord et parcouru par la conduite forcée, on peut même constater la fréquence des bancs boudinés. Le pendage est de l'ordre de 45° au Sud.

Au-dessus du chemin menant à l'usine de Lassoula, aux environs de la cote 1 600, à environ 100 m au Sud de la Santette, on observe sur quelques mètres un banc vertical de conglomérats à ciment noir et à galets de quartzite blanc. Au-delà, immédiatement au Sud, affleurent des quartzites assez massifs, avec rares lits amphiboliques.

Plus loin encore, toujours sur le même chemin, à 500 m au Nord de l'ancien pont de Lassoula, on observe des schistes bleus, puis verts, renfermant plusieurs niveaux minces à lits amphiboliques. La série est ensuite interrompue par la « faille de Caillaouas ».

A l'Est des lieux précédents, la zone située au Nord de la faille de Caillaouas, correspondant aux « Pales des Courtalets », est constituée de schistes à muscovite bleu vert à pendage sud.

Vers le Sud-Est de Tramezaygues, le chemin de niveau reliant la conduite forcée au

vallon de la Pez court dans les éboulis. Ce n'est qu'à l'entrée du vallon, au niveau du verrou glaciaire, que l'on observe des micaschistes noirs et des schistes bleus, notamment en rive droite, aux environs de la prise d'eau d'alimentation de la conduite. Des imprégnations cuprifères, en particulier de la malachite, se développent au Sud de la prise d'eau, sur le parement est du sentier de visite.

Les galeries d'alimentation de la conduite forcée de la Centrale de Tramezaygues donnent des renseignements stratigraphiques complémentaires. Selon le rapport A 256 établi par le B. R. G. M. (DESTOMBES, 1951a), on peut faire les observations suivantes :

« 1) *Galerie de Clarabide*, venant de Lassoula :

Zone revêtue en aval de 2 420 à 1 905 m (distances comptées à partir de la Centrale de Lassoula).

Micaschistes à biotite de 1 905 à 1 895 m avec pegmatites. Ce point est peu éloigné de l'affleurement des conglomérats signalé plus haut.

Zone revêtue de 1 895 à 1 310 m.

De 1 310 aux environs de 1 100 m : quartzites gris bleu clair, micaschistes à muscovite, un peu calcaireux, gneiss à biotite, zones calcaireuses avec cipolins et grenatites, le tout pendant à 45° vers le Sud et coupé de filons interstratifiés de pegmatites ou de granulite. Le point 1 100 correspond sensiblement au passage de la faille de Caillaouas. En surface, on se trouve à l'ancien pont de Lassoula. L'accord est remarquable entre les observations de surface et les observations faites en galerie.

2) *Galerie de la Pez*, parcourant la paroi nord du pic du Midi de Genost :

Gneiss et micaschistes avec multiples filons interstratifiés granulitiques et pegmatitiques, de 0 à 845 (distances comptées à partir de la chambre d'équilibre de la conduite forcée, vers la prise d'eau à l'amont).

Gneiss, quartzites calcaireux, micaschistes, calcaires et cipolins de 845 à 1 260 m. Pendage des calcaires et cipolins : 50 à 60° vers le Sud. »

Les observations de surface complètent ici la coupe de la galerie pour confirmer la présence de la série bleue à éléments calcaires, ici comme au pont de Lassoula. Les niveaux calcaires, mis à part les lits amphiboliques signalés près des conglomérats, sont situés dans les deux cas au sommet d'une série à pendage sud, qui est ensuite interrompue par la faille de Caillaouas. Il y a une épaisseur de schistes d'environ 500 m entre les conglomérats de Clarabide et les calcaires du pont de Lassoula. Cet ensemble correspond à notre « série bleue à éléments calcaires ».

Il y a une analogie évidente entre la série décrite ci-dessus et la série de l'anticlinal du lac d'Oô. L'aspect massif des gneiss, micaschistes et quartzites noirs boudinés de la base de la série, observés à la Santette et dans les parois dominant Tramezaygues, autorise leur identification, malgré des différences de couleur à l'affleurement, et de composition minéralogique, avec les schistes, quartzites et quartzophyllades du lac d'Oô.

b) *La Montagne de Couartaou* (photo page de garde).

Dans toute la région située au Sud-Est de la Centrale de Lassoula et correspondant sensiblement à la crête de Couartaou, les terrains de l'Ordovicien et du Cambrien, situés au Sud de la faille de Caillaouas, présentent une stratification subhorizontale. Ils forment un compartiment découpé en forme de coin, et isolé des suivants par une nouvelle faille qui longe

sensiblement la gorge menant au lac de Pouchergues. Les effets du métamorphisme de contact du granite du Lys-Caillaouas, qui affleure au col entre le lac de Caillaouas et le lac de Pouchergues, et du granite fin à deux micas de Tramezaygues, qui forme de multiples filons interstratifiés ou verticaux et perpendiculaires aux vallées, se manifestent partout. On observe le noircissement des schistes et quartzites, la présence de micas et de sillimanite, la naissance de feldspaths dans les galets des conglomérats, l'apparition de grenat, d'idocrase et de pyroxènes dans les niveaux calcaires. De nombreux filons, pegmatitiques ou granulitiques, coupent les bancs en les déformant plus ou moins.

On peut aisément observer le niveau repère en deux endroits : le long du chemin partant de la station supérieure du téléphérique de Couartaou, au départ de la chambre d'équilibre de la conduite forcée de Lassoula, et menant à la station de pompage souterraine, d'une part, et dans les contreforts situés au Nord-Est du lac de Pouchergues, d'autre part. Dans les deux cas, ces conglomérats sont associés à des bancs horizontaux de calcaire.

Sur le chemin de la station de pompage, après avoir franchi quelques centaines de mètres à partir de la station du téléphérique, on observe, au-dessous des schistes très micacés noirs, des niveaux de conglomérats à galets étirés de quartzite blanc à grain fin et des galets de quartz limpide ou laiteux dans un ciment foncé.

Au sein même des galets, on observe des îlots irréguliers de grenats, amphiboles, augite, biotite, chalcopyrite, ainsi que de feldspaths altérés. Des lits de grenatite peuvent également apparaître. En outre, des zones très déformées peuvent apparaître, dans lesquelles les galets eux-mêmes ont une forme exceptionnellement capricieuse. Cette déformation constitue un indice important de l'analyse tectonique qui sera exposée ultérieurement.

Après quelques dizaines de mètres, on pénètre progressivement dans une zone totalement granitisée, au-delà de laquelle, vers la première fenêtre de la galerie souterraine, on retrouve des schistes micacés.

En contrebas du sentier, à quelque distance au Sud-Est de cette fenêtre, et à 150 m environ de la station de pompage, on peut observer de bas en haut deux bancs subhorizontaux de calcaire, respectivement épais de 30 cm et de 1,50 m, séparés par 70 cm de schistes, et affleurant au-dessous d'un conglomérat feldspathisé homologue du précédent et passant au micro-conglomérat. Le calcaire est cristallin, blanc grisâtre et se présente en lits de 1 cm alternativement clairs et sombres. Des masses de forme capricieuse, à patine jaunâtre, et de dimensions variables, pouvant envahir toute l'épaisseur de la formation, correspondent très vraisemblablement à une dolomie. La stratification mise en évidence par les limites du calcaire n'est pas conforme à la schistosité des schistes et conglomérats encaissants.

A mi-chemin entre la station de pompage et le barrage, à la base des parois du versant sud du vallon, affleurent encore des bancs déformés de calcaire interstratifié dans des quartzites. Ces derniers renferment des minéraux tels que de l'augite, des grenats, de l'actinote.

De minces lentilles à lits amphiboliques sont visibles plus haut, sur la banquette rocheuse qui domine le fond de la gorge de quelques centaines de mètres.

Au Nord du lac de Pouchergues, au-dessus d'un mamelon où affleurent des filons interstratifiés de granite, on franchit des éboulis renfermant des blocs riches en grenats. Au-dessus de ces éboulis, vers la cote 2 300, on observe des niveaux à lits amphiboliques minces, à pendage de 30° vers le Nord, affleurant sur quelques mètres puis, quelques centaines de mètres plus haut, un micro-conglomérat à ciment sériciteux sombre et à galets siliceux. Avant d'atteindre le granite du pic de Lègues, on rencontre un conglomérat à galets de quartzite et ciment sombre.

La coupe de la galerie menant du lac de Pouchergues à la station de pompage du vallon de Caillaouas peut être résumée ainsi, selon le rapport A 256 du B. R. G. M. (DESTOMBES, 1951a, p. 12) :

0-1 300 (distances comptées à partir de la station de pompage) : Gneiss à biotite quartziteux ou calcaireux, traversés de très nombreux et importants filons, filonets et chevelus de pegmatites et aplites, avec grosses venues leucocrates massives, en certains points.

1 300-1 869 : Mêmes roches, mais non calcaireuses et plus, ou presque plus, injectées de filons leucocrates.

Les bancs « calcaireux » sont des couches de grenatites-cipolins de 10 à 60 cm, qui ont été recoupés en deux zones principales, entre 160 et 450, c'est-à-dire au voisinage des calcaires et des conglomérats que nous avons observés dans le vallon de Caillaouas, et entre 1 190 et 1 210 m, aux approches des calcaires et des conglomérats affleurant au Nord du lac de Pouchergues. Entre ces deux zones les lits de grenatites sont sporadiques. Les déblais de la galerie renferment en abondance des échantillons frais de ces roches.

Les pendages faibles qui sont observés dans cet ensemble nous conduisent à admettre une structure synclinale, avec présence de la série des schistes à éléments calcaires au-dessus du niveau repère des conglomérats et présence des schistes et quartzites du lac d'Oô au-dessous. Un lit de grenatite encaissé dans un banc de cipolin renferme de la scheelite (DESTOMBES, GUITARD et LOUGNON, 1951). Les schistes à éléments calcaires sont représentés dans la crête de Couartaou, par des micaschistes et gneiss à biotite et sillimanite avec niveaux sporadiques à grenats ou à amphiboles. Les schistes et quartzites du lac d'Oô sont observables sous forme de micaschistes et de gneiss à biotite et sillimanite tels que ceux que la galerie a traversés entre 1 300 et 1 869 m. L'abondance des quartzites interstratifiés y est soulignée par la fréquence des boudinages qui apparaissent à l'approche des failles. On peut observer cette série fréquemment boudinée sur les pentes parcourues par la conduite forcée de la Centrale de Lassoula, au fond du vallon venant du lac de Pouchergues avant la petite plaine alluviale qui domine le verrou par lequel ce vallon rejoint le plateau de Lassoula, et enfin, avec les affleurements calcaires décrits sur le flanc sud du vallon de Caillaouas, notamment en amont de la station de pompage. L'association calcaires-conglomérats est bien visible dans le vallon de Caillaouas.

L'opposition entre une série schisteuse riche en niveaux calcaires et une série plus quartzitique mais exempte de calcaires est donc frappante ici, malgré les transformations dues au métamorphisme de contact.

4) Anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes.

La particularité stratigraphique de cet accident est la séparation, par le niveau repère des conglomérats liés aux calcaires, d'une série supérieure de schistes à éléments calcaires, bleus ou noirs, et d'une série inférieure sans calcaires, essentiellement constituée de quartzites clairs alternant avec des schistes très micacés à énormes chistolites, des schistes à biotite en prismes grossiers formés de lamelles empilées, et des schistes à staurotide.

La série inférieure occupe la presque totalité des vallons et des crêtes de la haute Neste de Louron : vallée d'Aygues Tortes, vallée de la Pez. La vallée du Rioumajou et ses affluents permettent d'observer les deux séries, et notamment, dans tout son développement, les schistes et calcaires de la série supérieure.

a) *Région de Pouchergues-Aygues Tortes.*

Dans cette région affleure la série inférieure cisailée par plusieurs failles longitudinales. Au Sud, au Sud-Est et au Nord-Est, l'anticlinal s'ennoie sous le granite du Lys-Caillaouas. Les déformations tectoniques et les effets du métamorphisme ont rendu délicate l'identification des niveaux repères. Ils n'ont été décelés qu'en deux points : sur la crête entre le pic de la Hourque et le pic du Midi de Genost et sur les pentes au Sud-Est des lacs du vallon d'Aygues Tortes.

Dès le passage du vallon du lac de Pouchergues, on rencontre des schistes noirs ou bruns accompagnés de multiples bancs de quartzites clairs ou rosés dans la masse. Les mêmes formations peuvent être observées sur toute l'arête à l'Est du pic des Bacherets, au fond du vallon d'Aygues Tortes et dans les contreforts du pic de l'Abeillé.

Les schistes, noirs dans la masse et rouille à l'affleurement, se présentent en bancs d'épaisseur variable. Ils renferment mica, andalousite, en cristaux de dimensions géantes, ainsi que mica, andalousite, staurotide, en cristaux de taille normale. C'est ainsi que les cristaux de chialtolite atteignent fréquemment 10 cm de long, et que la biotite se présente sous la forme de prismes grossiers constitués par un empilement de lamelles, prismes dont la taille moyenne peut atteindre 2 à 3 mm. Les minéraux géants ne sont pas uniformément répandus dans la série. On rencontre en égale proportion des schistes micacés ordinaires et des schistes à chialtolite, et en moindre proportion des schistes à prismes micacés (« Querbiotitschiefer » ROSENBUSCH) et des schistes mixtes.

Les passées schisteuses, d'épaisseur variable, alternent avec des bancs de quartzite blanc ou rosé, de 10 cm environ d'épaisseur, uniformément répartis, et renfermant de fins lits de biotite et de muscovite. En certains points ces quartzites prennent un développement considérable, comme au Nord-Est du contrefort est du pic de l'Abeillé (2 828 m) ou sur les pentes nord-est du pic Schrader (3 174 m). L'ensemble pend uniformément vers le Sud (carte géologique au 1/50 000).

Un niveau de schistes à nids amphiboliques a été trouvé sur la pente nord du contrefort est du pic de l'Abeillé.

Plus au Nord, dans une zone envahie par de nombreux filons granulitiques interstratifiés, le long de la crête reliant le pic de la Hourque (2 719 m) au pic du Midi de Génost (2 445 m) à mi-distance entre les deux pics, ont été observés, en interstratifications dans des schistes micacés, un lit de grenatite, puis, à quelque distance, dans les éboulis, un schiste noir, à lits siliceux blancs interrompus, qui a été assimilé, par comparaison à d'autres observations, à un fragment de conglomérat très laminé (photo 6, pl. VIII).

L'examen de l'arête vers le pic du Midi de Génost n'a pu être continué par suite d'un passage impraticable. La position de ce conglomérat n'a donc pu être vérifiée, par rapport à la série sus-jacente.

Vers le Sud-Est du vallon d'Aygues Tortes, on peut observer sur les pentes, à quelques centaines de mètres au Sud de l'aqueduc d'alimentation de la retenue du lac de Pouchergues, des conglomérats étirés, à galets de quartzite blanc et ciment sériciteux clair, de pendage sud relativement faible. Aux environs du point coté 2 193, au Sud du point où l'aqueduc passe en galerie, affleurent des calcaires peu déformés et dont les bancs sont pratiquement concordants avec la schistosité. Sur l'itinéraire menant au Port de Clarabide, on peut notamment observer deux bancs relativement minces (50 cm), alternant avec des quartzites. Ces calcaires ont un faible pendage vers le Nord. Au-dessus de ces calcaires, les schistes sont noirs, micacés,

mais sans minéraux géants. Presque immédiatement au Sud, commence le granite de la crête frontière, auquel on passe en traversant une série d'alternances de schiste micacé et de granite porphyroïde.

Au Sud du port d'Aygués Tortes, en territoire espagnol, l'arête est de la Punta del Sabre (3 136 m) montre, sur son flanc nord, des calcaires en lits de 5 cm, très schistifiés et siliceux, dans des quartzites gris à grain fin avec ou sans chistolites. Ces calcaires ont été observés sur quelques mètres de puissance. Au Sud de cette formation, le flanc sud-est de la Punta del Sabre est constitué de quartzites et schistes massifs micacés de teinte noire, à patine rouille, où l'on n'observe plus trace de grandes andalousites, ni de schistes à prismes micacés. En raison de sa continuité avec les schistes observés au Nord-Ouest (port de la Pez, pic Batoua) ce niveau a été identifié à ceux des schistes bleus à éléments calcaires.

Dans la partie sud-est de l'anticlinal de Frédancon-Aygués Tortes, l'établissement d'une succession stratigraphique s'avère donc difficile. Cependant, l'association des cipolins, des calcaires, ou des grenatites avec les conglomérats, la prédominance des quartzites dans la série qui est apparemment la plus profonde, constituent des analogies avec les séries précédemment décrites.

b) Vallée de la Pez.

Cette vallée offre une coupe perpendiculaire à l'anticlinal de Frédancon-Aygués Tortes. Le granite fin à deux micas de Tramezaygues occupe encore de vastes surfaces, au Sud de la faille de Tramezaygues, notamment dans les parois redressées de la rive droite, à la base desquelles on observe, après le verrou, de vastes cônes d'éboulis constitués par cette roche. A ces derniers font suite au Sud, des éboulis de schistes et de quartzites. Au sommet du second cône affleure une mince bande verticale de calcaire très schistifié, renfermant des grenats et de la trémolite. De très rares blocs de l'éboulis renferment des lits calcaires bleus dans la masse, à patine brune, avec érosion différentielle. Ces calcaires sont situés dans le prolongement des grenatites observées sur la crête entre le pic de la Hourque et le pic du Midi de Genost (carte au 1/50 000). Il n'a pas été possible de mettre en évidence un niveau calcaire homologue du précédent sur la paroi ouest de la vallée. Au Sud de cet affleurement apparaissent les schistes et quartzites à minéraux géants déjà observés. Plusieurs centaines de mètres au Sud, mais cette fois à la cote 2 000, on trouve un niveau calcaire à lits de quartzite interstratifiés dans les schistes à minéraux géants, l'ensemble présentant un pendage sud. Mais la présence possible de failles entre ce point et le précédent interdit de tenter l'assimilation stratigraphique de ce niveau.

Non loin du port de la Pez, les schistes à minéraux géants et les quartzites associés font place à des schistes et quartzites bleus, porteurs de niveaux à éléments calcaires, dont on peut observer des échantillons dans les lacets de la partie supérieure du sentier du port, et qui peuvent constituer le prolongement des schistes et quartzites de la Punta del Sabre.

Il ressort de ces observations que, compte tenu du rôle possible des failles qui cisailent les formations, on peut concevoir la présence, dans les vallons d'Aygués Tortes et de la Pez, d'un anticlinal dont le cœur est occupé par la série des quartzites et schistes à minéraux géants, et dont les flancs sont représentés, au-delà de niveaux repères conglomératiques ou calcaires, transformés, déformés et affleurant mal, par des schistes micacés noirs ou bleus, visibles en quelques points au Nord-Est et au Sud-Ouest.

Cette conception est confirmée par les observations faites dans la vallée du Rioumajou, au Nord-Ouest des lieux précédents.

c) *Coupe selon la vallée du Rioumajou* (Fig. 7).

Le territoire où affleurent les terrains anté-gothlandiens, dans cette vallée et ses affluents, est d'une superficie considérable, nettement supérieure à celle des régions examinées précédemment, mais sa simplicité structurale est beaucoup plus grande. Les formations observables dans les vallons d'Aygues Tortes et de la Pez trouvent bien leur prolongement dans celles de l'anticlinal de Frédancon, mais les failles qui cisaillent la série dans le vallon d'Aygues Tortes disparaissent rapidement vers le Nord-Ouest. En particulier, la plus méridionale passe aux environs du lac situé au Nord du pic de Lustou (3 025 m) et vers les lacs de Consaterre, puis s'efface au contact du Gothlandien et du Dévonien. Cette faille isole au Nord un paquet de la série schisto-quartzitique à minéraux, série qui trouve son plein développement au Sud. C'est aussi dans cette région que les schistes et quartzites de la série bleue à éléments calcaires atteignent leur pleine extension.

La coupe que l'on peut relever au fond de la vallée principale sera d'abord décrite.

C'est à partir du confluent du Rioumajou et du ruisseau de Bizourtet, qui descend des lacs de Consaterre, qu'affleure l'Ordovicien, sous la forme de schistes et quartzites bleus plus ou moins riches en calcaires et en nids amphiboliques. Ces schistes ou quartzites sont sériciteux et renferment notamment tourmaline, magnétite et zircons détritiques. Ils sont concordants avec le Gothlandien, l'ensemble ayant un pendage vers le Nord. A. BRESSON signale (1903, p. 239), l'existence en rive droite, sous les schistes carburés épais de 150 à 200 m, de « schistes gris de la partie supérieure de l'Ordovicien (niveau de Caradoc), présentant des lits de grauwaacke et de calcaire au voisinage du confluent du ruisseau de Bizourtet et du gave de Rioumajou ». Nous n'avons pas trouvé le point d'affleurement précis de ces lits de grauwaacke et de calcaire, dont la présence confirme néanmoins les caractéristiques du niveau stratigraphique.

L'examen d'une série d'échantillons, prélevés systématiquement en rive gauche tous les 100 m environ, montre que les niveaux à bancs ou passées calcaires ou à grains de calcite sont localisés dans les 2/3 supérieurs de la série. A la base, les schistes bleus prennent le caractère d'un microconglomérat.

Au Sud du pont Soubiron affleurent des conglomérats. Plus précisément, on les observe à quelques mètres en aval du poste de commande des vannes de la retenue hydroélectrique. Leur épaisseur est de quelques mètres. Les galets de quartzites sont de grande taille (10 cm environ dans leur plus grande dimension), peu déformés, tantôt blancs, tantôt gris. Le ciment est gris, et riche en muscovite. Les bancs de conglomérats sont, dans l'ensemble, verticaux, avec des plissements de détail (photo 3, pl. VIII).

Immédiatement au Sud, on rencontre les schistes à chistolites géantes et à prismes de biotite, noirs dans la masse et à patine brune. Ces schistes affleurent à l'Est et à l'Ouest du plan de Frédancon. A l'extrémité nord de ce plateau alluvial affleurent de gros bancs de quartzite, visibles en rive gauche à 20 m de la route. On retrouve la formation au-delà de Frédancon sur la route de l'hospice de Rioumajou, avec un fort pendage vers le Sud.

Tous les niveaux ne sont pas uniformément envahis par l'andalousite et la biotite. On observe la présence, sur plusieurs centaines de mètres, des schistes « à éclat métallique », à muscovite, et riches en staurotide.

Dans ces parages (à 11,5 km de Tramezaygues) affleurent encore de minces lits à grenats. Enfin, les niveaux les plus méridionaux de la même série affleurent sous la forme de schistes et quartzites sériciteux, de teinte générale verte, dans lesquels alternent des bancs de schiste

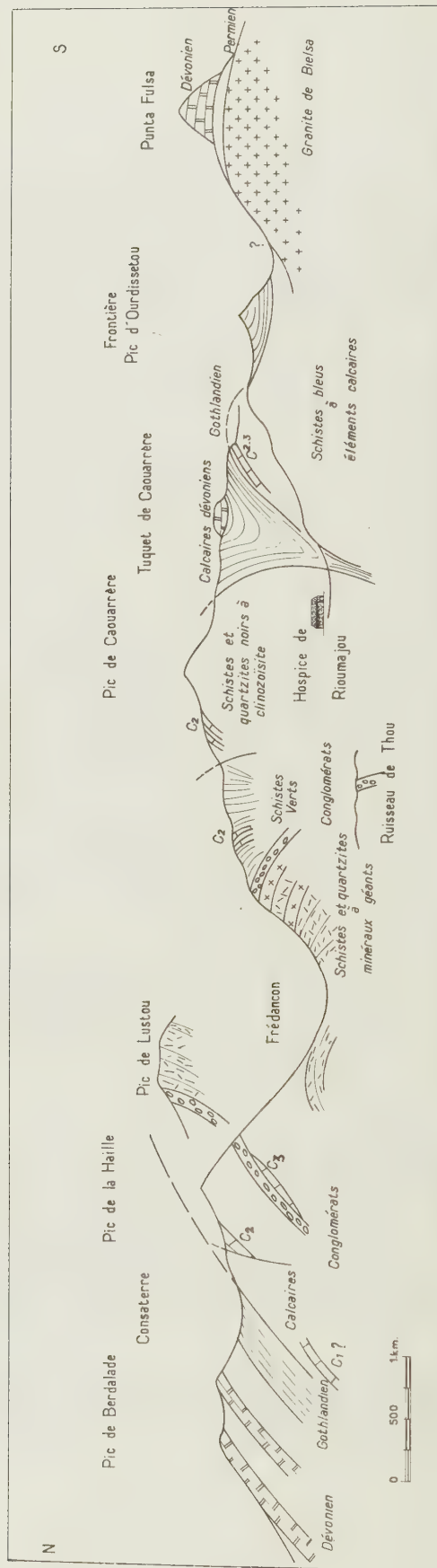


Fig. 7. — Coupe schématique de la rive droite du Rioumajou, au Sud de la couverture chevauchante gothlandienne et dévonienne.

C₁: Dalle à *Echinospaerites*.
C₂: Calcaires et niveaux à nids amphiboliques de la série des schistes et quartzites bleus et gris.
C₃: Calcaires et cornéennes amphiboliques liés aux conglomérats infra-ordoviciens.

et des bancs de quartzite épais les uns et les autres de quelques décimètres. On peut vérifier la disparition progressive du N vers le S des minéraux de grande taille dans cette série, en même temps que l'éclaircissement de la teinte de la roche.

Un conglomérat affleurant sur un mètre d'épaisseur est visible au confluent du Rioumajou et du ruisseau de Thou (cours d'eau descendant en rive gauche du sommet 2 715). Les galets de quartzite blanc, de petite taille (1 à 3 cm dans leur plus grande dimension), sont enrobés dans un ciment schisto-quartzitique clair, à muscovite. L'existence des conglomérats dans les hauteurs difficiles d'accès est certaine, ainsi qu'en témoignent des blocs énormes de la roche tombés dans le lit du torrent. A partir de cet endroit, les alluvions renferment, en relative abondance, des blocs de quartzite à lits amphiboliques faisant plus ou moins effervescence à l'acide, et de calcaires à patine brune, témoignant de l'existence de niveaux calcaires sur les versants de la vallée.

Les pierriers de la sapinière de l'Hôpital, à un kilomètre au Nord de l'hospice de Rioumajou, en rive gauche, sont formés de schistes et quartzites bleu noir à biotite. Le contrefort au Nord-Ouest de l'hospice est constitué de schistes et quartzites de teinte générale bleue. Des niveaux calcaires dont nous trouvons le prolongement à l'Ouest, dans la vallée de Moudang, s'y trouvent certainement interstratifiés.

Au parallèle de l'Hospice passe la racine d'un synclinal pincé dont le cœur est occupé par des schistes carburés.

d) Coupe des lacs de Consaterre au pic de Caouarrère par le pic de la Haille et la crête de Liracou.

Les lacs de Consaterre sont situés au contact concordant entre les schistes carburés gothlandiens et les schistes et quartzites bleus à éléments calcaires du sommet de l'Ordovicien. Ces derniers forment même une surface structurale apparente au Sud-Est du plus grand des lacs. Le vallon situé à l'amont de ces lacs présente un versant nord constitué de schistes bleus ou verts avec minces niveaux à nids amphiboliques, et un versant sud où affleurent avec un grand développement des calcaires à lits quartzitiques massifs. Entre les deux passe une faille majeure, dont la trace apparaît sous la forme de surfaces cannelées dans les calcaires, au contact des schistes du versant nord (photo 3, pl. XV). Ces calcaires ne sont pas terminaux, mais on doit les considérer comme surmontés par les schistes bleus et verts à chistolites laminées du pic de la Haille (2 730 m) situés au Sud de leur affleurement. Ces formations schisteuses surplombent les calcaires de quelques centaines de mètres. Elles sont elles-mêmes riches en calcite et sont envahies à mi-hauteur par d'innombrables nids amphiboliques, bien visibles à l'aplomb même des lacs.

Plus à l'Est, dans le compartiment situé au Nord de la faille, et en contrebas de plusieurs centaines de mètres, le vallon du lac de Lustou, qui s'ouvre au Nord vers le « Pla d'Arsoué » et le village d'Azet, laisse affleurer la formation d'Aygues Tortes et de Frédancon, limitée au Nord par un conglomérat épais de 1 m, visible sur le versant est du vallon à 1 km au Nord du lac. On trouve également des conglomérats et des niveaux à nids amphiboliques plus au Sud, dans les éboulis de schistes à micas et à chistolites géants qui forment le pied du verrou situé immédiatement au Nord du lac. Ces éléments proviennent selon toute probabilité des pentes peu accessibles à l'Ouest du vallon. Les conglomérats présentent des galets de taille moyenne et un ciment clair. Ils sont associés à des schistes grumeleux verts qui représentent vraisemblablement un microconglomérat.

Des calcaires redressés et plissotés apparaissent sur le versant ouest du vallon, au Nord des lieux précédents, sur le flanc du piton adjacent, à l'Est, au sommet intermédiaire entre le pic de Thou (2 743 m) et le pic de Berdalade (2 703 m).

Ces calcaires, inaccessibles, apparaissent à l'affleurement par suite de l'érosion différentielle des niveaux carbonatés et des niveaux quartzitiques.

Au Sud du pic de la Haille comme au Sud du pic de Thou, les formations rencontrées sont des schistes bleus, ou, plus généralement, verts, porteurs de biotites en prismes non laminés ou encore de prismes d'andalousite de petite taille, laminés. Des microconglomérats apparaissent très régulièrement sur les contreforts sud de ces pics. Des complications de détail interviennent par suite de la présence de cassures accessoires. Au col de Lustou, qui fait communiquer le vallon du même nom avec les prairies de Lapiarre, on rencontre des schistes à reflets métalliques, riches en muscovite, et passant au microconglomérat. Ces schistes forment toute l'arête ouest du pic de Lustou (3 025 m). Le sommet lui-même est formé de schistes à prismes de biotite.

Les conglomérats eux-mêmes affleurent au pied de la face sud de cette arête, et dans les contreforts ci-dessus, selon une bande dont la continuité a été reconnue à partir de l'affleurement de la chambre des vannes dans le Rioumajou. On les rencontre en particulier au col de Lustou, sur le contrefort sud-ouest du pic de la Haille, dans les lits des petits torrents formant le ruisseau de Lapiarre, et sur les pentes dominant le pont Soubiron. Dans tous les cas, la formation est redressée avec fort pendage vers le Nord.

Au col de Lustou, les conglomérats à galets de quartzites affleurent sur plus de 100 m d'épaisseur, et sont surmontés par plusieurs centaines de mètres de schistes grumeleux verts à aspect de microconglomérat. Au-dessus du pont Soubiron, leur épaisseur ne dépasse pas quelques dizaines de mètres. Dans les lits des ruisseaux de Lapiarre, on en observe plusieurs bancs de quelques mètres interstratifiés dans des schistes et quartzites clairs. Dans les trois cas, on rencontre, en *interstratification*, des lentilles d'une roche constituée tantôt presque exclusivement d'amphiboles, tantôt de lits de quartzite clair alternant avec des lits amphiboliques. Les lentilles sont épaisses de quelques centimètres, et longues de quelques dizaines de centimètres. Dans l'un des galets de quartzite, au-dessus du pont Soubiron, nous avons noté le développement d'amphiboles. La présence et l'habitus de ces niveaux à amphiboles ne nous laissent aucun doute sur leur origine. Il s'agit d'anciens niveaux calcaires (p. 230).

Les conglomérats du contrefort sud-ouest du pic de la Haille affleurent sous la forme d'un niveau mince, renfermant des galets étirés de quartzite blanc, et des galets polyédriques de quartzite lité, de teinte lie-de-vin, qui semblent avoir résisté à la déformation. Des traces de déformation nombreuses et variées sont par ailleurs visibles au-dessus de ce niveau. Dans les prairies de Lapiarre, un affleurement de quelques mètres carrés montre le contact redressé entre les conglomérats et les schistes et quartzites formant le cœur de l'anticlinal. Il n'est pas possible de distinguer, à cette échelle d'observation, la manifestation éventuelle d'une discordance angulaire.

Des bancs de quartzite particulièrement épais affleurent au confluent des torrents de Lapiarre et d'un ruisseau descendant des névés de Lustou. Des bancs identiques très plissotés existent dans leur prolongement vers le sud-ouest, non loin du pic de Lustou. Les quartzites signalés au Nord du plan de Frédancon sont sans doute aussi dans le prolongement de cette zone. Il semble donc qu'il existe une zone plus riche en quartzites, située à quelques centaines de mètres au-dessous des conglomérats. Telle pourrait être la situation des quartzites observés dans le vallon d'Aygues Tortes par rapport au niveau calcaire du contrefort est de la Punta del Sabre pris pour repère.

La série de Frédancon-Aygues Tortes, redressée, occupe un vaste amphithéâtre, délimité par le pic de Lustou, le pic de Guerreys (2 980 m) et le pic Batoua (3 035 m) au fond duquel coule le ruisseau de Péguière. Au Sud, sur la crête entre le pic Batoua et le pic de Caouarrère (2 909 m) ainsi que sur la crête de Liracou, on voit affleurer les formations habituellement superposées au niveau repère des conglomérats.

Ainsi, du ruisseau de Péguière à la crête de Liracou, on franchit successivement des schistes de la série de Frédancon avec chistolites géantes à la base, biotite et staurotide vers le sommet. Ces schistes, subhorizontaux à la base, se redressent progressivement et ont un pendage de 30° au Sud lorsqu'ils passent en concordance à des schistes et quartzites de teinte générale vert soutenu. Les premiers niveaux sont grumeleux et correspondent très probablement au conglomérat repère. Au Sud de ce passage, on observe plusieurs niveaux amphiboliques dans des quartzites verts ou bleu violacé, avec nids ou lits amphiboliques de quelques centimètres d'épaisseur. Les pendages augmentent progressivement jusqu'à la verticale et s'inversent ensuite. Au passage d'un petit col soulignant une faille, on pénètre dans une série de schistes satinés noirs, non graphiteux, qui ressemblent aux schistes carburés gothlandiens. Ces schistes sont riches en clinozoïsite et doivent représenter l'équivalent métamorphisé d'une série plus riche en chaux et en alumine que de coutume. Sur l'arête nord-ouest du pic de Caouarrère, ces schistes contiennent des bancs de 40 à 50 cm d'épaisseur de calcaires à grain fin, bleus dans la masse, avec nids amphiboliques et lits amphiboliques interstratifiés alternant avec des quartzites. Plusieurs niveaux peuvent être observés, dont le principal comporte une succession de ces bancs calcaires, séparés de schistes noirs, sur 5 m d'épaisseur. En raison de la présence de ces calcaires, nous avons cru devoir assimiler la série des schistes noirs, malgré leur convergence d'aspect avec le Gothlandien, au niveau des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. M. DALLONI (1910, p. 45) a pu observer à l'Ouest, dans le prolongement de ceux qui nous occupent, entre le pic d'Arriouère (2 867 m) et le port de Pouey-le-Bon, « des schistes noirs, bien lités et quelquefois même ardoisiers, qui ressemblent beaucoup aux schistes carburés du Gothlandien sans en offrir cependant jamais ni les fossiles, ni les macles caractéristiques ». M. DALLONI attribue ces schistes à la partie supérieure du Silurien moyen. La teinte noire de ces schistes est peut-être en relation avec la présence de nombreux filons interstratifiés de microgranulite.

Les mêmes formations constituent le pic de Caouarrère et le pic Batoua. Noirs et micacés dans la masse, les schistes et quartzites ont ici une patine rouille caractéristique, et ont un aspect en tous points comparable à celui des schistes et quartzites du pic Schrader, que nous avons assimilés par l'examen stratigraphique et par l'analyse tectonique à la série bleue à éléments calcaires. En raison de difficultés d'accès, la présence du niveau repère des conglomérats à la base de cette série sur la crête au Nord-Est du pic Batoua n'a pu être vérifiée. Par contre, le passage continu des schistes à minéraux géants de Frédancon à des schistes et quartzite bleus typiques a été observé, avec niveaux de quartzites à lits amphiboliques, au pied de la paroi nord-ouest de ce pic.

Sur le versant espagnol, et notamment à l'Est et à l'Ouest de la Cinqueta de la Pez, on observe des schistes noirs et micacés, à patine brune, à pendage vers le Sud, et identiques à ceux du pic Batoua et du Sud-Est de la Punta del Sabre. Ces schistes occupent notamment les pentes herbeuses à l'ouverture du vallon du Schrader. On observe là des niveaux amphiboliques, dont la présence confirme les attributions faites à l'Est et à l'Ouest. Dans le haut vallon du Pez, au Nord, affleurent des schistes noirs et des quartzites, redressés et présentant des traces de déformation. Dans cette série, dans les parois ouest du vallon près du Port de la Pez, on observe des intercalations de calcaires déformés que, par suite de leur position, on peut considérer comme sous-jacents à la série des schistes bleus à éléments calcaires.

Il ressort de l'examen de la coupe faite selon le Rioumajou et de la coupe faite par les crêtes et vallons situés plus à l'Est, que des conglomérats discontinus et d'épaisseur très variable séparent deux séries différentes. La série inférieure des schistes à prismes de biotite et à andalousite de très grande taille, alternant avec des quartzites finement lités et de teinte claire, ne présente un niveau calcaire à peu près certain que dans le haut vallon de la Pez espagnol. La série supérieure, au contraire, faite de schistes et quartzites sériciteux bleus, exceptionnellement verts ou noirs, renferme systématiquement des niveaux de calcaires bleus à pâte fine, localement transformés par la naissance de silicates calciques et notamment d'actinote et de clinzoïsité.

La majeure partie des bancs calcaires est située dans le tiers supérieur de la série. Mais on peut rencontrer des éléments calcaires plus bas, sous la forme de nids amphiboliques ou de grains de calcite diffus.

5) Synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou.

a) Coupe du pic d'Aret (2 940 m) au pic d'Ourdissetou (2 601 m).

La série de Frédancon-Aygues Tortes a disparu sous le Dévonien du pic d'Aret (2 940 m). Vers le Sud, sur la crête entre ce pic et le sommet 2 715, on franchit quatre niveaux calcaires, interstratifiés dans une série de schistes et quartzites bleus ou verts. Ces niveaux ont un développement variable : les premiers sont déformés par une schistosité qui les met en concordance apparente ou réelle avec le Dévonien du pic d'Aret. Les seconds sont constitués par des lits calcaires minces, de quelques millimètres d'épaisseur, séparés par 5 à 10 cm de schistes. Ces lits sont disséminés dans la roche sur quelques mètres d'épaisseur, avec un pendage de 60° S. Il est permis d'avancer, par analogie avec d'autres observations, que la fraction calcaire a disparu secondairement par suite de phénomènes tectoniques (voir p. 193). Le troisième niveau calcaire, à fort pendage sud, épais de quelques dizaines de mètres, est une alternance de calcaires légèrement amphiboliques et de quartzites. Ils affleurent dans la paroi nord-ouest de l'arête nord-est du sommet 2 715. Le quatrième niveau, subvertical, passe au col faisant communiquer le vallon de Moudang et le vallon de Barricave. Sur plusieurs dizaines de mètres de puissance, les bancs calcaires alternent avec les quartzites. L'ensemble est fréquemment déformé et la fraction calcaire renferme souvent des cristaux d'amphibole. L'ensemble de cette série à niveaux calcaires affleure le long de la crête sur près de 2 000 m, au Sud-Est des Granges de Moudang. Il y a tout lieu de penser, compte tenu des variations de pendage mises en évidence par les calcaires, qu'elle est affectée de replis locaux.

A 200 m au Sud de la dernière bande (sommet 2 715), peut-être au-delà d'une faille, débute le Gothlandien du synclinal pincé de l'Hospice de Rioumajou. Ici comme au port de Madera, l'extension des schistes carburés est grande sur la crête.

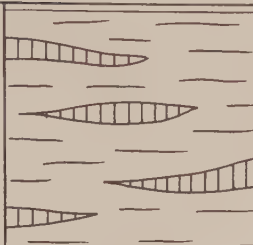
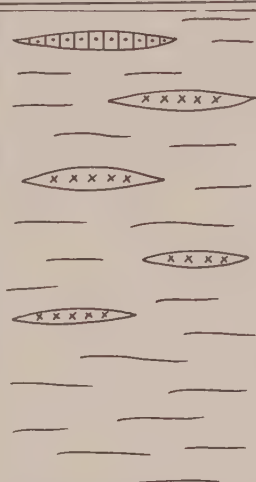
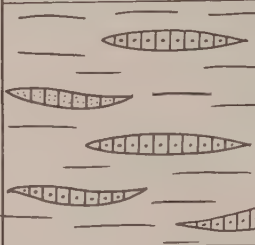
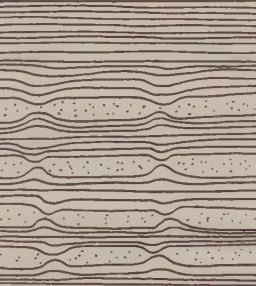
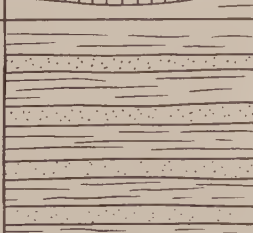
On ne retrouve l'Ordovicien qu'aux environs du pic de Castet (2 648 m), sous la forme des schistes et quartzites bleus qui font suite aux formations du Sud de l'Hospice de Rioumajou. Au pic de Lepadé (2 809 m), on observe dans ces schistes un niveau de calcaires redressés qui prend un grand développement (épaisseur de l'ordre d'une centaine de mètres) dans les vallons au Nord-Est de ce pic. Ces calcaires ont leur aspect habituel, souligné par l'érosion différentielle, qui fait apparaître de multiples plissements de détail expliquant cette énorme épaisseur. Les plissements accompagnent un laminage de certains niveaux, qui ont pratiquement « exprimé » tout le calcaire qu'ils contenaient.

Au Sud de ces calcaires apparaissent des schistes noirs non carburés, identiques à ceux du pic de Caouarrère, riches notamment en lits de microgranites interstratifiés.

Entre le port de Pouey le Bon et le port d'Ourdissetou, on observe des schistes et quartzites verts assimilables à ceux de la série bleue à éléments calcaires.

TABLEAU II

Comparaison des facies des terrains anté-gothlandiens
dans les hautes vallées de la Pique et de la Neste

		SÉRIE NORMALE PEU OU PAS MÉTAMORPHIQUE		SÉRIE DE MÉTAMORPHISME DE CONTACT DU MASSIF GRANITIQUE DU LYS-CAILLAOUAS		SÉRIE DU MÉTAMORPHISME DE CONTACT DU RIOUMAJOU			
CARADOC	Calcaire à <i>Echinosphaerites</i> cf. <i>balticus</i> Schistes à éléments calcaires plus ou moins lenticulaires (0 à 50 m)		Salles Vallon de Hourgade Vallon de Néré Ruisseau de Bidourté Lac de Consaterre Pic de Lespade Crête au Sud du pic d'Aret Hourquette de Hounts Secs Anticlinal du lac d'Oô, flanc nord	Schistes bleus ou noirs, à reflets métalliques (mus- covite) et à niveaux à nids amphiboliques, à chiasolites la- minées, ou schistes noirs à biotite et sillimanite avec calcaire		Port de Héchempy Lac suspendu de Hourgade Anticlinal du lac d'Oô, flanc sud Galeries de Pouchergues et de la Pez Pont de Lassoula Val d'Arouge	Schistes bleus à niveaux calcaires et nids amphiboliques		Pic de la Haille Crête de Liracou Arête NW du pic de Caouarrère
	LLANDEILO	Schistes bleus et quartzites à séricite					Synclinal de Moudang	Schistes bleus et quar- tzites à séricite, biotite et chias- tolites écrasées Schistes et quar- tzites verts à biotite	
ARENIG	Calcaires (10 à 100 m)		Montagne d'Espichadère et de Tramadits ; pic d'Estos	Cornéennes à grenats et pyroxènes		Aygues Tortes Pic de l'Abeillé			
TREMADOC	Conglomérats à galets de quartzite et ciment sériciteux			Conglomérats à ga- lets de quartzite et ciment de schis- tes à biotite		Vallon de la Pez Contrefort SE de la Punta del Sabre Vallon de Caillaouas Vallon de Pouchergues Gorges de Clarabide Brèche du pic Belloc	Conglomérats à ga- lets de quartzite et ciment à mus- covite ou biotite		Prairies de Lapiarre Pont Soubiron NW du pic Batoua
CAMBRIEN MOYEN ET SUPÉRIEUR	Calcaire (5 à 30 m)		Vallon de Sadagouaux	Cornéennes à grenats et pyroxènes		Vallon de Pourchergues Gorges de Clarabide Brèche du pic Belloc	Lentilles amphi- boliques		Anticlinal de Frédancon
	Schistes noirs Calcaires (30 m)		Lac d'Oô	Schistes et gneiss noirs à biotite et sillimanite Quartzites boudinés à proximité des failles			Montagne de Couartaou Pic du Midi de Genost	Schistes micacés à : chiasolite biotite staurotide cristaux géants	
	Schistes et quartzites clairs		Anticlinal du lac d'Oô						

5

a

v

i

d

d

d

s

f

f

I

a

n

f

d

f

I

a

d

le

l'

d

A

q

v

d

é

p

p

q

6

M. DALLONI attribue à la partie supérieure du Silurien moyen les schistes noirs d'aspect carburé qui affleurent dans cette région et rappelle l'observation que signale A. BRESSON (1903, p. 38), selon laquelle cet auteur a noté des schistes noirs analogues près de Moudang, ne présentant pas de calcaires à Orthocères, mais interstratifiés dans l'Ordovicien.

Contrairement à DALLONI et BRESSON, nous distinguons un Gothlandien à schistes carburés noirs riche en microgranites interstratifiés, et un Ordovicien à schistes noirs non carburés, caractérisé par la présence de bancs calcaires.

b) *Vallons de Héchempy, de Saux et de La Géla.*

La branche occidentale de la vallée de Moudang (vallon de Héchempy) fait affleurer les schistes et quartzites bleus à séricite jusqu'à un verrou glaciaire. Au-delà, les schistes carburés gothlandiens occupent les pentes presque jusqu'à la crête frontière. Au port de Héchempy, toutefois, affleurent des schistes bleus renfermant des amandes amphiboliques, et contenant probablement des calcaires. Ces calcaires présentent des cavités identiques à celles laissées par la dissolution de fossiles carbonatés. Etant donnée la proximité du Gothlandien, on peut les rapporter à la grauwacke du Caradoc. Le synclinal de schistes gothlandiens disparaît dans la haute vallée de Saux où affleurent presque exclusivement les schistes et quartzites verts et bleus de l'Ordovicien. A la hourquette des Aiguillettes, les schistes ordoviciens sont vert jaunâtre. Vers le Sud et le Sud-Ouest, ils sont chargés de chiasolites laminées, très abondantes, qui indiquent la proximité du granite de Bielsa. Ce dernier se manifeste aux environs des lacs de Barroude par de multiples interstratifications feldspathiques dans les mêmes schistes. C'est dans le prolongement du pincement synclinal de Moudang que se trouvent les anciennes mines de plomb et de zinc de la Géla.

RÉCAPITULATION

Un tableau récapitulatif (tabl. II, p. 62), établi en fonction de considérations qui seront développées à propos de l'étude du métamorphisme, donne la comparaison des niveaux de la série anté-gothlandienne telle qu'elle ressort de l'étude des différentes unités structurales.

Nous retiendrons les faits essentiels suivants :

Un niveau de conglomérat, comportant surtout des galets de quartzite blanc et lié à la présence de bancs calcaires, sépare une assise inférieure caractérisée par la présence de schistes et de quartzites blancs, parfois sériciteux et en bancs de 10 cm environ, et une assise supérieure, caractérisée par la présence de schistes bleus, parfois verts à la base, contenant du calcaire en grains, lentilles, lits ou bancs, ce calcaire étant le plus abondant dans les deux tiers supérieurs de cette assise.

L'assise supérieure donne naissance par métamorphisme à des niveaux à nids amphiboliques. Les calcaires liés aux conglomérats participent à la naissance de lentilles amphiboliques, qui sont de véritables amphibolites, ou encore des cornéennes riches en pyroxènes et grenats.

Les schistes des deux assises passent aux micaschistes et aux gneiss à biotite et sillimanite, et noircissent par développement de biotite au contact du granite du Lys-Caillaouas. Un autre

niveau noir dont la couleur est peut-être originelle a été rencontré vers le lac d'Oô, immédiatement au-dessous des conglomérats. Enfin, le pic de Caouarrère présente des schistes noirs, sériciteux, non carburés, ressemblant aux schistes du Gothlandien, mais accompagnés de niveaux calcaires nettement identifiables à ceux que nous avons observés en d'autres points dans les terrains anté-gothlandiens.

F. — CONCLUSIONS

Des descriptions que nous venons de faire, il ressort qu'en aucun point, même au cœur des anticlinaux, nous n'avons identifié, aux niveaux où J. P. DESTOMBES place ces formations, ni les conglomérats à éléments quartzeux et quartzitiques, ni les phyllades sombres et concordantes de la base de la série (Cambrien inférieur).

Mais, sans tenir compte des résultats de l'analyse cartographique, on peut tenter de comparer et d'identifier les formations étudiées avec celles que distingue J. P. DESTOMBES, en fonction de leurs caractères purement lithologiques, à l'affleurement. Or, dans la région étudiée, et pour des formations privilégiées telles que les calcaires, nous sommes parvenu à la conclusion que *ces caractères n'étaient pas seulement liés au niveau stratigraphique, mais qu'ils résultaient également des événements tectoniques et métamorphiques ayant suivi le dépôt*. Ceci explique que l'on rencontre, à des niveaux élevés, des calcaires présentant les caractères des « petits calcaires de Squiéry », placés par J. P. DESTOMBES à un niveau inférieur. Parmi ces caractères, l'un des plus saillants est d'affleurer en lits siliceux minces, toujours plus ou moins amphibolitisés. L'identité d'aspect s'explique par les déformations intenses et la proximité du granite. De même, on peut observer, à des niveaux profonds, des calcaires peu métamorphiques, peu déformés, en lits plus épais alternant régulièrement avec des quartzites, dans une région moins affectée par ces modifications (lac d'Oô).

Cette diversité d'aspect des niveaux calcaires sera examinée en détail au cours de l'analyse tectonique. Indiquons dès maintenant l'importance du rôle des déformations suivies de métamorphisme dans la modification de l'habitus des formations calcaires. La minéralisation en scheelite est liée au métamorphisme du granite du Lys, qui s'exerce dans des calcaires (DESTOMBES, GUITARD et LOUGNON, 1951), mais à notre avis, elle n'est pas liée au facies lithologique « petits calcaires » qui lui, est d'origine tectonique. Nous n'avons pas cherché, dans le domaine intentionnellement limité de ces levés, à fixer avec trop de précision le niveau des passées calcaires par rapport aux autres termes : il y a des calcaires plus abondants, souvent terminaux, dans les deux derniers tiers de la « série bleue à éléments calcaires », des calcaires liés au niveau de conglomérat à galets de quartz et de quartzite blanc et des calcaires situés un peu plus bas, au-dessus des schistes et quartzites inférieurs. Ce dernier niveau n'est apparu que vers le lac d'Oô, et vers le port de la Pez, alors que les précédents sont distribués partout régulièrement.

On remarquera enfin la situation des conglomérats au-dessus de la série des schistes et quartzites du lac d'Oô et de Frédancon-Aygues Tortes. Cette situation conduit à chercher l'origine des galets dans les bancs de quartzite, en raison de leur identité d'aspect et de caractères pétrographiques.

Le tonnage important, en certains points, des éléments quartzitiques, n'est pas forcément lié à l'amplitude des mouvements orogéniques. Il peut être simplement fonction de la grande fréquence des bancs de quartzite dans la série inférieure.

Parmi les galets des poudingues à ciment versicolore du Silurien de Sardaigne, NOVARESE constate une forte proportion de schistes, au détriment des quartzites et des calcaires (1924, p. 39). Ces derniers, selon lui, n'auraient pas émergé sur une aussi grande superficie que les schistes. Un autre mode de sélection paraît devoir être invoqué ici. L'absence des galets de schistes, que l'on devrait s'attendre à trouver si tous les termes de la série avaient participé à la formation des conglomérats, pourrait être expliquée par une destruction de cette roche au cours du transport.

Cette hypothèse rend compte de l'aspect émoussé des galets des conglomérats, de la discontinuité du dépôt, des variations de puissance considérables qu'il présente, et peut-être même, de la rareté des éléments autres que le quartz et les quartzites blancs. Des levés sur un territoire beaucoup plus étendu seraient nécessaires pour préciser la distribution géographique des conglomérats selon leur puissance, et autoriser des hypothèses sur la nature du moteur de ce transport.

C'est en fin de compte la série observée par J. P. DESTOMBES dans l'Ariège (1950) qui présente, malgré quelques variations de facies et quelques différences de puissance, le plus de points communs avec celle qui a été reconnue pour ce travail. On peut, en effet, en identifier de la façon suivante les différents termes avec ceux qui ont été ici reconnus :

Destombes (Ariège)	Clin (Hte-Garonne - Htes-Pyrénées)
180 m — Schistes quartzitiques très calcareux, avec 30 m de calcaires au sommet Conglomérat (non vu ici)	Dalle à <i>Echinosphaerites</i> et « poudingue à billes » (400 m (?))
490 m — Schistes gris avec quartzites	Schistes et quartzites bleus à éléments calcaires
200 m — Schistes et quartzites avec lits cal- careux	(Majorité aux 2/3 supérieurs)
110 m — Phyllades et schistes très peu quart- zitiques	(Bancs à la base)
— Conglomérat (observation nouvelle)	— 0 à 300 m — Conglomérat (phase sarde ?)
— 300 m — Schistes sombres et phyllades à pe- tits bancs calcaires	30 m — Schistes noirs. Calcaires en bancs à la base 500 m (?) — Schistes et quartzites clairs à sé- ricite

On rapprochera encore de la succession ici établie celle qu'ont reconnue au Sud de Saint-Girons, AUTRAN et GUITARD (1955).

L'identité des séries est frappante. Pour ces auteurs, cependant, les poudingues peuvent apparaître à différents niveaux, notamment dans le Caradoc.

CHAPITRE II

LES TERRAINS GOTHLANDIENS ET DÉVONIENS

I. LES SCHISTES CARBURÉS ET LES CALCAIRES GOTHLANDIENS

On ne peut mieux faire que de rapporter ici les conclusions formulées par J. P. DESTOMBES (1953) relativement au Gothlandien de la Haute-Garonne : « le Gothlandien de la Haute-Garonne paraît être épais de 200 m maximum. Il est formé de schistes carburés s'étageant, d'après les fossiles recueillis jusqu'ici, entre le Llandovery supérieur et le Ludlow inférieur. Un niveau de calcaires noirs à Cardioles se situe à 50 m environ de son toit, datant le Wenlock inférieur. Les affinités de la faune graptolithique sont méditerranéennes ».

La puissance de cette formation est difficile à estimer, en raison de son comportement tectonique spécial, qui conduit à des variations d'épaisseur considérables, à un mode de plissement dysharmonique et à des décollements des séries sus et sous-jacentes. C'est le cas tout spécialement dans la région étudiée, au moins sur le versant nord de la chaîne où on observe en outre un mode de déformation particulier, qui ne paraît pas avoir été remarqué jusqu'à présent : il s'agit d'un mélange intime de lames et de lentilles de schistes carburés, de calcaires noirs pyriteux, de schistes et quartzites dévoniens noirs, et de calcaires dévoniens clairs, mélange qui peut apparaître en des points particuliers sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur, par exemple dans la dépression de Lourtiga. Sa formation est expliquée par la double intervention de la plasticité des schistes carburés et de la mobilité de flux des calcaires, propriétés qui seront examinées ultérieurement (voir p. 193).

Les schistes carburés affleurent mal, mais donnent lieu à des formes topographiques aisément identifiables. Le val de Medassoles, le val d'Esquierry et le val d'Aube, sont de profonds sillons situés sur le tracé du contact entre les schistes carburés et l'Ordovicien, ce dernier étant parfois représenté par les calcaires du Caradoc. La dépression de Lourtiga présente des formes topographiques très capricieuses, échappant à toute analyse, par suite des relations tectoniques entre schistes et calcaires, ces derniers formant des lames plus résistantes à l'érosion et apparaissant en relief. Dans le haut Rioumajou, l'Ordovicien supporte en repos anormal un manteau de schistes carburés : on observe une topographie de croupes arrondies

constituées d'une masse énorme d'éboulis, issus sans doute de la fragmentation due aux mouvements tectoniques.

Sur le versant sud, les schistes carburés forment, au contact de l'Ordovicien de la haute Cinqueta de la Pez, une dépression qui se prolonge vers l'Est par la vallée d'Astos et le plan des Etangs. Dans le vallon d'Astos et les replis au Nord du massif des Posets, les roches sont moins déformées que sur le versant nord, et les calcaires gothlandiens renferment en abondance *Cardiola interrupta* ainsi que de nombreux Orthocères, fossiles dont l'identification s'est révélée impossible dans la formation de Lourtiga et les bandes voisines. Par contre, dans le haut Rioumajou, en dépit de l'action de mouvements tectoniques importants, certains fossiles sont encore reconnaissables, tels les restes de *Calymene* sp. trouvés au pied du Tuquet de Caouarrère (2 685 m).

Le stade de déformation atteint par les terrains gothlandiens ainsi que les mauvaises conditions d'affleurement, n'ont laissé place à aucune observation de nature à compléter les analyses et les mises au point récentes (DESTOMBES et VAYSSE, 1947).

II. LES ASSISES DÉVONIENNES

A. — HISTORIQUE SOMMAIRE

La composition du Dévonien de la Haute-Garonne admise par J. P. DESTOMBES est la suivante :

« Dévonien inférieur :

- | | |
|--|------------|
| a) Schistes noirs, subardoisiers, luisants, épaisseur | 15 à 20 m |
| b) Calcschistes bleu mat et calcaires en petits bancs (à faune coblen-
cienne en Hautes-Pyrénées) | 80 à 150 m |

Dévonien moyen :

- | | |
|--|-----------|
| c) Calcaires clairs à encrines, en bancs plus ou moins massifs | |
| d) Schistes bleus en dalles, à tribolites, de Cathervielle, épaisseur .. | 50 à 70 m |

Dévonien supérieur :

- | | |
|--|-------------|
| e) Schistes et calcschistes clairs et versicolores, quelques lits calcaires
et dolomitiques peu épais | 100 à 120 m |
| f) Calcaires griottes, à faune de <i>Clymenies</i> du Famennien supérieur,
du ravin de Coularie | 40 m » |

Cette succession ne diffère de celles qu'avaient établies les travaux antérieurs (CARALY, 1888, LEYMERIE, 1875, 1881) que par la situation donnée aux schistes à Trilobites de Cathervielle et de Hont de Ver. Ces gisements ont été revus par DESTOMBES, les faunes révisées par P. HUPÉ, et les assises correspondantes sont maintenant placées dans le Dévonien moyen, et non plus dans le Dévonien inférieur. Le Dévonien de la Haute-Garonne est plus schisteux

que celui de l'Aude, calcaire et dolomitique, tandis que le Dévonien supérieur des Pyrénées occidentales possède un faciès propre, celui des grès à *Spirifer* (DUBAR et LAVERDIÈRE (1928), CASTERAS, comm. pers.). Une autre variation de faciès notable consiste dans l'importance que prennent les calcaires du Dévonien moyen dans les Hautes-Pyrénées, et notamment, la *Dalle*, qui, selon J. P. DESTOMBES, serait décrite par A. BRESSON (1903, p. 87), comme un calcaire à Polypiers siliceux.

En fait, BRESSON n'identifie nullement la Dalle au calcaire à Polypiers siliceux, et il est facile de distinguer, sur ses schémas (pl. IV, par exemple), la dalle notée d^{6-4} , et le calcaire à Polypiers siliceux, noté d^{3b} . La situation stratigraphique de la dalle est la suivante : « sauf cas exceptionnels..., la dalle est invariablement comprise, à l'Est du méridien de Gèdre, entre les schistes gothlandiens avec calcaire noir à Orthocères et les schistes à faune coblentzienne de Gèdre et de Pragnères » (p. 85). Celle du calcaire à Polypiers siliceux est la suivante : « Dans tout le Sud de la feuille de Luz, le calcaire à Polypiers siliceux est invariablement compris entre le Coblentzien supérieur et les quartzites et schistes à Calamites du Carbonifère » (p. 87).

Bien entendu, le terme de « dalle » a servi à désigner différentes formations. Il a été appliqué primitivement par E. JACQUOT (1887, 1890) aux calcaires blancs et gris paléozoïques, que cet auteur a reconnus notamment dans la vallée d'Aure, à Eget et à La Géla (in BRESSON, op. cit., p. 85). Dans l'esprit de BRESSON, il faut entendre les formations massives et continues affleurant, dans la région étudiée, immédiatement au-dessus des schistes carburés et pouvant renfermer des traces très frustes de fossiles paléozoïques tels que des *Spirifer*, *Atrypa reticularis* associés à des *Fenestella* et des *Rhynchonella* (BRESSON, 1901). Quant au calcaire à Polypiers siliceux, il a été reconnu et décrit par A. BRESSON lui-même (1903, p. 86).

L'embarras des différents auteurs en face de la situation, en apparence aberrante, de la Dalle à la base de la série et non à un niveau plus élevé, se traduit dans les contours des cartes. C'est le cas de la feuille de Luz où l'on constate notamment le redoublement de l'assise d^{4-3} sur les pentes du pic de Piméné et du pic d'Estaubé, entre Gavarnie et Troumouse : si l'on tient compte d'une mince bande de schistes d^{2-1} formant liséré à l'Est du cirque de Troumouse, les contours échappent à toute interprétation. Remarquons que la carte du mémoire de BRESSON, avec les mêmes contours, note la barre inférieure en « dalle » et la barre supérieure en calcaire à Polypiers siliceux. En aucun cas, le contact anormal supposé et figuré sur certaines coupes de l'ouvrage n'est tracé sur cette carte.

Un autre contour remarquable est celui du Dévonien calcaire de la feuille de Bagnères-de-Luchon, de part et d'autre de la vallée d'Oô. Les calcaires correspondant dans la réalité à la Dalle, ne sont pas figurés au contact du Gothlandien, mais bien au contraire, vers Loudenvielle notamment, au sommet du Dévonien, comme s'il s'agissait de griottes. Cependant au passage de la vallée d'Oô, ces griottes n'ayant pas été mises en évidence, la limite Carbonifère-Dévonien dessine un « golfe » vers le Sud, et rejoint les environs des granges d'Astau. Mais bien qu'il passe réellement des calcaires dévoniens aux granges d'Astau, la carte ne les figure pas.

On voudra bien s'arrêter quelques instants aux faits établis par A. BRESSON avec une rigueur qui ne saurait être contestée. En effet, ces faits appellent deux remarques :

- 1°) La présence d'une formation calcaire d'épaisseur non négligeable à la base du Dévonien n'est absolument pas conforme à la série stratigraphique traditionnelle. Il y a une contradiction flagrante entre la « situation » stratigraphique reconnue par BRESSON pour la dalle et la notation par lui attribuée à cette formation. Et, bien qu'il ait reconnu la quasi-généralité de cette situation stratigraphique, il l'attribue à des accidents tectoniques « d'une énergie intense » (p. 55 et 86).

2°) Dans tout le Sud de la feuille de Luz, c'est le calcaire à Polypiers siliceux qui termine le Dévonien, et non les griottes.

On peut donc dire que, dans cette région, au lieu de la série constituée des trois termes classiques, schistes coblenciens, calcaires dolomitiques, griottes, on doit s'attendre à rencontrer une succession composée de la Dalle (reposant très souvent sur un coussin de schistes satinés coblenciens), de schistes du Coblencien supérieur et du calcaire à Polypiers siliceux. *Le problème est de savoir s'il s'agit là du résultat de variations latérales de faciès ou de celui de superpositions tectoniques anormales.*

C'est sur ces données que paraît devoir être reprise l'étude du Dévonien de la haute chaîne des Pyrénées Centrales.

D'ailleurs, dès 1910, bien que le Dévonien inférieur soit encore peu connu alors, sur le versant méridional exploré par lui, M. DALLON signale que dans les Pyrénées Centrales, « les schistes et grauweekes se chargent de calcaires et sont moins distincts des niveaux plus élevés du Dévonien » (p. 83). Plus tard, le même auteur signale l'absence des griottes dans les Pyrénées Centrales (1929), au sommet de la série.

Depuis lors, les faits stratigraphiques nouveaux ne paraissent pas avoir été mis en lumière avec toute la certitude souhaitable. A plus forte raison, les conséquences qui sont tirées de ces faits sont elles susceptibles de révision. Ainsi, L. U. DE SITTER (1953a, p. 274) écrit : « nous croyons pouvoir distinguer une série de base où les calcaires prédominent, suivie d'une série où les calcschistes et ardoises sont plus abondants. Il semble même que le sommet soit formé par une série gréseuse, où des grès gradiés alternent avec des schistes et des ardoises. Toutefois, cette succession n'est pas encore bien établie à cause de la difficulté que nous éprouvons à débrouiller la structure très compliquée du Dévonien. Au sommet, il doit y avoir un calcaire épais puisque le Carbonifère du bassin du rio Negro repose partout sur un calcaire ».

Dans un autre article (1953b), le même auteur oppose une série dévonienne « Nord-Pyrénéenne » différenciée, avec les trois termes classiques, une série « Sud-Pyrénéenne » indifférenciée et de composition variable, présentant notamment dans le val d'Aran, des faciès calcaires prédominants à la base. Le faciès gréseux, caractéristique de cette série « paraît être restreint au val d'Aran entre Las Bordas et Viella ».

Retenons la mention de la présence d'une série gréseuse et celle de la disparition des griottes vers le Sud. Assurément, sans une analyse tectonique tenant compte notamment de l'aptitude à la déformation intime des bancs calcaires (« mobilité de flux »), il est bien difficile de débrouiller ces séries.

L'importance des recherches dans la haute chaîne n'a pas échappé à A. OVTRACHT et L. FOURNÉ (1956), pour qui les griottes dévoniennes de la France méridionale, loin d'être des dépôts de mer profonde à faune pélagique, comme le pensaient les anciens auteurs, paraissent correspondre à un régime marin tendant vers l'émersion, avec glissements sous-marins et surgissements locaux générateurs de conglomérats. Ces auteurs formulent l'hypothèse assimilant les griottes à un faciès d'émersion particulier, supposant la présence de terres émergées, dont la répartition reste à préciser, au Dévonien supérieur. Ils rappellent que les Asturies sont émergées depuis le Dévonien moyen (DELÉPINE, 1935b) et le demeurent jusqu'au Viséen supérieur.

A ce propos, on notera l'instabilité du fond de la mer admise par B. GÈZE dans la Montagne Noire au Dévonien supérieur et au Dinantien (1947) et la transgression famennienne vue par P. COMTE (1938) dans la Cordillère cantabrique.

B. — DESCRIPTION RÉGIONALE

La description régionale est un peu plus complète dans la moitié orientale de la région étudiée où des levés détaillés ont été effectués sur carte en courbes de niveau au 1/20 000 que dans la moitié occidentale, où le fond topographique était moins précis. Dans le premier cas, il était possible de saisir la forme spatiale des divers niveaux, ce qui a conduit à en entreprendre une analyse détaillée.

D'Est en Ouest seront examinées les unités dévoniennes selon le méridien de la vallée d'Oô, puis de la vallée de la Neste de Luron, avant d'aborder les unités de la haute Neste d'Aure, depuis les vallons de Sarrouyès et de Lustou, débouchant au Pla d'Arsoué au Sud du village d'Azet, jusqu'aux différentes vallées occidentales remontant jusqu'à la frontière.

1) Coupe des Granges d'Astau aux Courbets par les Granges de Cathervielle.

a) Région du Céciré et de la Coume de Bourg.

Au-dessus du niveau repère constitué par les schistes carburés du val de Medassoles et de son prolongement vers l'Est, le vallon de Lesponne, affleure une assise schisto-calcaire épaisse formant le pic de Céciré (2 400 m) et le sommet de la Coume de Bourg (2 367 m), au sud du col du même nom. Vers l'Est, cette assise disparaît sur la croupe de Superbagnères, où affleurent, au fur et à mesure que l'on descend, les termes inférieurs de la série paléozoïque. Vers l'Ouest, l'assise forme tout le versant nord du val de Medassoles jusqu'aux granges d'Astau. Le pendage est de l'ordre de 50° vers le Nord. L'assise n'est pas constituée en totalité de bancs calcaires, mais on y observe des intercalations schisto-quartzitiques plus ou moins épaisses.

Les calcaires se présentent généralement en bancs épais de quelques centimètres à quelques décimètres, réguliers, souvent cannelés par une érosion karstique parallèle aux bancs. La patine est assez généralement de teinte gris clair, tandis que la roche est bleue dans la masse, exceptionnellement rosée. Les dolomies, habituellement claires et plus largement cristallisées, sont fréquentes.

Les quartzites forment fréquemment des alternances de quelques centimètres d'épaisseur avec les bancs calcaires, constituant l'association connue sous le nom de *barégienne* (MAGNAN, in BRESSON, 1903, p. 61). On observe dans ces quartzites, qui renferment, comme le faisait remarquer LEYMERIE (1881, p. 195-196, in BRESSON), une proportion variable de carbonates, de multiples cavités de dissolution marquant probablement la place d'anciens fossiles.

Des intercalations schisto-quartziteuses plus importantes divisent l'assise en plusieurs séries de bancs, grossièrement cartographiés au 1/50 000. Ces schistes sont identiques à ceux que l'on observe plus au Nord, superposés géométriquement aux calcaires. Ce sont des roches à grain fin, fréquemment ampéliteuses, découpées par une double schistosité qui leur confère un débit en prismes grossiers et allongés. Les niveaux calcaires sont eux-mêmes souvent fragmentés et les fissures ouvertes ou fermées, avec remplissage de calcite, sont nombreuses. Il y a également de très nombreux plissements locaux (photo 2, pl. III).

L'épaisseur totale de la formation est difficile à estimer, en raison de la présence, à la base du versant nord du val de Medassoles et du vallon de Lesponne, d'éboulis qui masquent

presque totalement la série de bancs inférieure. L'ensemble se développe sur 300 à 500 m d'épaisseur, dont la moitié au moins de bancs calcaires ou de barégiennes.

La base de la formation calcaire disparaissant sous des éboulis, à plus forte raison le contact Dévonien-Gothlandien est-il lui aussi masqué, ce qui est d'ailleurs la règle générale sur la plupart des pentes dont nous allons parler.

Lorsqu'on se déplace vers le Nord, soit sur la croupe du Turon de Pouy, à partir du pic de Céciré, soit sur la croupe du Tuc Salavané, à partir du sommet de la Coume de Bourg, on rencontre plusieurs fois de petits niveaux calcaires, épais de 1 à 10 m selon les endroits, interstratifiés dans des schistes, des quartzites et des calcschistes, ou des calcaires plus ou moins siliceux, et d'aspect identique à celui des niveaux observés plus au Sud. Aucune manifestation d'accident tectonique important n'apparaît sur l'une ou l'autre croupe, où cependant la roche affleure avec toute la continuité souhaitable, en raison de reliefs encore aigus. Deux de ces niveaux, assez minces, passent aux environs du mail de Castelan, un troisième, plus épais et surtout plus continu, affleurant au Nord, vers le mail de l'Orp et à l'entrée de la Coume de Jugnet. Ce dernier a une puissance d'une centaine de mètres. Il se poursuit perpendiculairement à la croupe du Turon de Pouy (photo 4, pl. III).

Plus au Nord encore, on ne rencontre plus aucun niveau calcaire sur un kilomètre, mais des schistes variés, gris ou noirs, plus ou moins ampéliteux, à cassure très finement grenue ou même d'aspect « poudreux », se débitant fréquemment en prismes allongés. Les niveaux de quartzite sont relativement peu abondants de même que les niveaux carbonatés.

b) Région du Tuc Salavané.

C'est au flanc ouest de cette éminence que l'on observe, redressés, des niveaux plus élevés de la série dévonienne. Toutefois, en ces lieux, la continuité stratigraphique avec les assises précédemment décrites est incertaine. En effet, entre le Tuc Salavané et les écuries d'Espoujau, les observations sont partiellement interrompues par la présence d'un éboulis continu. Cet éboulis masque une faille observable sur la crête même, où elle met en contact les grès westphaliens horizontaux et les schistes dévoniens mentionnés précédemment.

Une coupe presque continue peut être levée le long du chemin desservant les fenêtres de la galerie hydroélectrique du lac d'Oô, numérotées 9 et 10.

Les premiers affleurements au Nord de l'éboulis ($X = 451,00$, $Y = 54,80$) montrent la présence de très nombreux filonets de quartz, formant un véritable chevelu, soit dans des bancs de grès verts westphaliens, soit dans des schistes plus ou moins compacts, dont certaines variétés ampéliteuses ressemblent à des schistes carburés. Ces dernières sont fréquemment au contact de cassures bien visibles. Il s'agit là des phénomènes secondaires du jeu de la faille du Sud du Tuc Salavané. Puis on ne voit plus le long du chemin de filons de quartz, mais des alternances de schistes compacts noirs et de schistes ampéliteux à patine rouille et efflorescences sulfureuses identiques à celles des schistes carburés. Les schistes sont découpés en amygdales de dimensions variées par suite de déformations tectoniques particulièrement marquées, et de place en place, on note la présence de cassures ou de surfaces de friction. Ces formations affleurent en continuité sur environ 150 m.

On rencontre alors deux affleurements d'un calcaire bleu dans la masse, avec passées de calcite blanche. Ces deux affleurements sont distants de 10 m. Au-delà, à 25 m environ, affleure un niveau de 80 cm renfermant des nodules de quartzite dans un schiste noir psammitique. Ces nodules sont aplatis selon la schistosité. Ils sont très faciles à dégager du schiste encaissant, et à séparer des petits fragments de schiste pouvant y adhérer, notamment à la

périphérie, parallèlement au plan d'aplatissement. Ces nodules ont, selon leur plus grande dimension, 3 à 15 cm.

Au Nord, on trouve des affleurements discontinus de schistes noirs psammitiques, souvent ardoisiers, ainsi que de quartzites noirs, sur 200 m environ. Un peu au-dessus du chemin, on peut voir un banc calcaire dolomitique, assez contourné, épais de 80 cm environ, à la latitude du lieu-dit « Pardiac » ($X = 451,30$, $Y = 55,25$).

À quelques dizaines de mètres au-delà du dernier affleurement de schistes noirs, on voit dans le caniveau du chemin et dans de petits affleurements des schistes ardoisiers verts, identiques à ceux qui forment les pentes situées immédiatement au Sud-Ouest du village d'Oô, et qui sont assimilables à la série de Larbont, du Dinantien.

La cartographie détaillée de ces divers niveaux n'a pu trouver place à l'échelle du 1/50 000.

c) *Région du Montségú et de Gouaux de Larboust.*

Le val d'Esquierry est symétrique du val de Medassoles par rapport à la vallée d'Oô, et plus précisément, par rapport aux granges d'Astau. La structure est la même, et le versant septentrional est occupé par une épaisse alternance de bancs calcaires, de barégiennes, et de schistes quartziteux. L'accès en est relativement malaisé, de même que la circulation sur la crête des Six Pics, à l'Est du Montségú (2 354 m). Aussi le détail de la succession n'a-t-il pas été observé en cet endroit.

Une croupe descend du Pouy Ardoun (2 187 m), d'où l'on domine la vallée d'Oô jusqu'au village de Gouaux de Larboust. Suivant cette croupe, au cap de Montcaup (2 025 m), on recoupe un niveau calcaire redressé épais de quelques mètres, qui s'aligne parfaitement, selon les directions qui ont été relevées, avec le niveau du mail de l'Orp, et qui est interstratifié dans des schistes noirs, ampéliteux, psammitiques ou passant au quartzite. Un nouveau passage calcaire, épais de 3 m, est encore visible à 800 m au Nord, au lieu-dit « Bassia ».

Plus au Nord encore, une barre calcaire apparaît dans la topographie au flanc est de la croupe. On peut l'examiner presque au niveau du fond de la vallée d'Oô, à la latitude des granges de Palenque. Cette barre présente là une cinquantaine de mètres d'épaisseur, et vers son milieu, renferme un niveau à Crinoïdes, dans lequel les fossiles se présentent en section de 0,5 à 1 cm de diamètre, dans un calcaire ayant vaguement l'aspect noduleux des griottes.

L'identification du niveau de Bassia avec un niveau du versant est de la vallée d'Oô est incertaine. Par contre, le niveau dolomitique et crinoïdique est l'homologue du niveau reconnu en deux points le long du chemin des fenêtres 9 et 10.

Au Nord de ce niveau crinoïdique, on pénètre rapidement dans les schistes verts dinantiens à facies de Larbont, non sans rencontrer dans les éboulis des fragments de schistes vert émeraude, qui soulignent habituellement un niveau repère important, ainsi qu'on le verra ultérieurement.

d) *Région de Garin, Cathervielle, Jurvielle et du Col de Peyresourde.*

Au Nord des localités précédentes, la cartographie n'a été qu'esquissée, H. PÉLISSONNIER ayant entrepris, en 1957, des levés détaillés dans ce secteur (1958). Les observations faites antérieurement à ces levés, à l'occasion du présent travail, montrent la présence constante des calcaires griottes dans cette zone, où ils affleurent immédiatement au-dessous des lydiennes du Dinantien. Au-dessus des lydiennes, on rencontre d'ailleurs de façon tout aussi constante une assise de calcaires « à accidents siliceux » de sorte que les lydiennes sont très généra-

lement interstratifiées dans des calcaires. C'est notamment le cas dans la région située au Nord du col de Peyresourde ainsi qu'au Nord-Ouest de Jurvielle à la base du vallon entre le Bois Grand et Le Bousquet, dans le cap du Pré de Rouquet et au lieu-dit « Les Courbets ».

Le point d'affleurement le plus méridional des griottes se situe à près de deux kilomètres au Sud-Ouest du col de Peyresourde, sur un chemin partant de la route du refuge de Balesta. Les griottes sont très laminées et n'ont que quelques décimètres d'épaisseur.

D'une façon générale, les griottes présentent deux particularités : d'une part, elles sont minces, leur épaisseur étant le plus souvent inférieure à 10 m, comme au Nord du col de Peyresourde (fig. 8). D'autre part, elles ne sont pas colorées, du moins vers le Sud. Il faut atteindre un point situé à la limite nord de la feuille de Bagnères-de-Luchon au 1/50 000, les Courbets, pour observer des griottes colorées. Encore ne le sont-elles pas sur toute leur épaisseur, mais sur 1 m environ, à la base de la formation, qui est ensuite de teinte jaunâtre comme au Sud, et passe vers le haut à un calcaire compact à fine trame siliceuse, avant d'entrer en contact avec les lydiennes. Celles-ci sont elles-mêmes sous-jacentes à un banc de calcaire à accidents siliceux, puis à des schistes lie-de-vin et verts du Dinantien. Cet endroit est le point le plus méridional où des griottes colorées aient été observées dans le Dévonien supérieur.

Plus au Nord, on peut remarquer que les griottes colorées sont à la fois plus abondantes et plus épaisses. Néanmoins, les griottes incolores forment encore de nombreux affleurements, tel que le mail de Salière au Nord de Mayrègne dans la vallée d'Oueil. Un même affleurement présente souvent les deux teintes. Rappelons qu'à Cierp, les griottes massives sont d'une magnifique teinte rouge veinulée de vert.

La région des granges de Cathervielle a été visitée, mais en dehors de l'examen des facies classiques, elle n'a donné lieu à aucune observation notable.

2) Coupe d'Artiguelongue à Loudenvielle.

a) Région du val d'Aube et du Cap de Pales.

Le val d'Aube se trouve dans l'alignement du val d'Esquierry. Mais seule sa partie inférieure présente une certaine analogie structurale avec celui-ci.

Le haut du vallon, lui, est très ouvert, et présente un ensemble de croupes à topographie tourmentée, déterminée par la présence de la « formation de Lourtiga », du nom du lieu lui-même (p. 197). Il s'agit d'une alternance de lames et de lentilles de calcaires, de quartzites et de schistes appartenant au Dévonien et au Gothlandien, placées dans des relations dont la complexité est d'origine tectonique. Aussi le versant nord du vallon est-il différent de celui du val d'Esquierry et du val de Medassoles.

Il n'est pas possible de fixer avec certitude la limite du Gothlandien et du Dévonien, en raison des multiples alternances tectoniques de la formation de Lourtiga (fig. 37). Les premières strates appartenant à un niveau individualisé sont celles qui forment le sommet 2 265, au Sud-Ouest du Pas de Couret, col entre le val d'Aube et le val d'Esquierry. On en retrouve l'équivalent un peu plus bas, à l'Ouest de ce col, sous la forme d'une succession continue de calcaires de 50 m de puissance. Ces calcaires se présentent en bancs minces, à pendage variant de 50° à la verticale, affectés d'une schistosité grossière, parallèle à la stratification et soulignée par l'érosion karstique. La roche est rosée en surface, gris bleuté en masse, à cassure lisse et sans traces de fossiles.

A mi-hauteur sur les mêmes pentes, en cheminant vers le Nord, on trouve au-dessus de cette assise, après la traversée sur quelques dizaines de mètres d'éboulis noirs, à aspect de schistes carburés ou ampéliteux, 100 m d'un calcaire avec intercalations de quartzite donnant par places des barégiennes, mais présentant surtout des traces d'étirement en amygdales affectant l'une ou l'autre des roches. Les bancs et les lentilles ont une épaisseur variant de 1 à 5 cm.

Viennent ensuite 150 m de schistes soit ampéliteux soit, à l'opposé, grisâtres et d'aspect marneux, ainsi que des quartzites. Puis on trouve de nouveau des calcaires (80 m) avec de minces lits siliceux étirés et disloqués, puis 100 m de schistes gris-bleu formant arête, et enfin, 30 m de calcaires purs. Toutes ces formations sont concordantes, à fort pendage vers le Nord.

Au-delà, toujours sur la même pente, qui constitue le flanc ouest de la croupe du Cap de Pales (2 241 m), encore dénommé Montagne de Lourtiga, par deux fois, on franchit des niveaux calcaires redressés, épais de quelques mètres. La roche est toujours de teinte bleu grisâtre, à cassure lisse, et à érosion karstique. Le niveau le plus méridional, à 500 mètres environ au-dessus des derniers niveaux calcaires précédents, franchit la croupe entre le Cap de Pales et le Cap des Hittes (2 366 m) en un petit col où il sépare des schistes gris et noirs du Dévonien, au Nord, et des grès westphaliens à éléments roulés, au Sud. Les relations existant entre ces formations seront étudiées ultérieurement (p. 212), mais d'ores et déjà, on notera que ce calcaire en forme de lame a joué le même rôle cinématique qu'une surface de mouvement de faille. On suit l'affleurement de cette lame, parfaitement plane, vers les laquets et la cabane situés au fond de la combe s'ouvrant au Nord sur Gouaux de Larboust, puis jusqu'à l'affleurement du cap de Montcaup. Il s'agit donc du même niveau que celui du Mail de l'Orp.

Vers l'Ouest, le même niveau disparaît rapidement sous les éboulis du versant nord du val d'Aube. Il n'a pas été identifié sur les croupes du versant sud, en raison des mauvaises conditions d'affleurement et des complications tectoniques liées à l'existence, sur ce versant, de la formation de Lourtiga.

Le niveau calcaire septentrional est situé à 400 m au-dessus du précédent. Au-delà de la croupe du Cap de Pales, il disparaît sous des éboulis et sous les grès verts westphaliens. Vers l'Ouest, on suit ses pointements au milieu des éboulis, sur le versant nord du val d'Aube, puis aux confins du val d'Aube et de la Neste de Luron. Bien que n'ayant pas livré de Crinoïdes, ce niveau peut être identifié, pour des raisons géométriques, avec le niveau des granges de Palenque.

Vers le Nord encore, que ce soit sur les pentes de la Pène Izardère ou sur le versant dominant la Centrale électrique de Loudenvielle, on observe des affleurements qui paraissent appartenir à des formations calcaires discontinues, et étagées à des niveaux distants les uns des autres de quelques dizaines de mètres. Mais la présence d'éboulis et la couverture végétale ne permettent pas de suivre latéralement ces bancs, ni d'établir les relations entre les divers affleurements. Retenons qu'en plusieurs points, l'épaisseur du calcaire n'est que d'un ou deux décimètres, qu'il est parfois largement cristallisé et évoque l'aspect du calcaire dolomitique de Pardiac, au Nord du Tuc Salavané.

Tous ces calcaires sont séparés par un ensemble de schistes et de quartzites plus ou moins massifs, dans lequel il est difficile d'établir, à l'œil nu, des subdivisions. Immédiatement au Nord des derniers niveaux calcaires affleure une formation détritique de grès, d'arkoses et de conglomérats, que nous avons rapportée au Dinantien (p. 107). Cette formation est immédia-

tement sous-jacente à un niveau de schistes vert émeraude épais de quelques dizaines de mètres, qui affleure en particulier au Pla de Lasset, au-dessus de la Centrale électrique de Loudenvielle.

On observe les diverses assises précédentes le long des chemins qui courent à l'horizontale sur ce même versant, et notamment sur un chemin desservant les fenêtres de la galerie amenant l'eau à la conduite forcée de la Centrale. Au Sud du ruisseau (pont des Hournets), on peut constater la réduction de l'épaisseur des assises calcaires observées non loin du Pas de Courret.

b) *Région des lacs de Miarès, du pic Sarrouyès et du Bois de Lapadé.*

A la latitude du confluent du ruisseau d'Aube et de la Neste de Louron, mais sur la rive opposée de ce dernier cours d'eau, on voit la barre formée par des calcaires dévoniens épais de 300 m succéder immédiatement au Nord à un couloir profondément échancré au fond duquel affleurent les schistes carburés. L'accès du bord sud de cette barre calcaire exige la pratique de techniques spéciales d'escalade, et il n'a pas été possible d'y distinguer, au moins à la base, une alternance de bancs calcaires et de bancs schisto-quartziteux. Il convient de signaler l'existence, au Sud du ravin de calcaires gothlandiens, de la « formation de Lourtiga », les limites en étant d'ailleurs difficiles à préciser par suite de l'abondante couverture végétale de ces parages peu fréquentés.

Sur la crête dominant la Neste de Louron à l'Ouest, on peut observer au Sud du pic de Bassias (2 367 m), en quelques dizaines de mètres, le passage des schistes ordoviciens de la Montagne de Tramadits aux calcaires dévoniens par l'intermédiaire d'un mince coussin de schistes carburés. Quelques décimètres seulement de schistes satinés verdâtres coblenciens affleurent sous les calcaires. Ceux-ci forment trois passées principales de plusieurs dizaines de mètres, séparées par des schistes et quartzites gris, noirs ou satinés. Les calcaires sont gris-bleuté, lisses, sans fossiles, mais présentant un grossier clivage schisteux parallèle à la stratification. Il faut ensuite parcourir 400 m environ vers le Nord pour observer de nouveau quelques mètres de calcaires présentant des caractères identiques. Toujours sur la crête, au milieu de schistes et de quartzites formant un synclinal pincé (photo 2, pl. XXVII et profil H) on voit encore, vers le Nord, des affleurements sporadiques de calcaires, avant d'atteindre un contact tectonique, souligné par une falaise, avec les grès verts westphaliens. Ce contact est suivi par un lit calcaire épais de 3 m, qui demeure collé à la surface de mouvement, quelle que soit la forme de celle-ci. Ce dernier calcaire a joué le même rôle cinématique que celui du col au Sud du Cap de Pales et de la combe de Gouaux de Larboust.

Si l'on franchit le vallon de Sarrouyès, les ensembles précédents peuvent être observés dans les flancs du pic Sarrouyès (2 662 m), déjà examiné par M. GOURDON (1885). Les niveaux situés au-dessus du Gothlandien sont recoupés par la tranche par l'arête méridionale du pic, tandis que le niveau reconnu à 400 m au Nord, sur la crête du pic de Bassias, forme la surface structurale de contour triangulaire au Nord du pic, qui affecte ainsi la forme d'un trapèze. Au Sud du pic, cependant, le contact entre l'Ordovicien des lacs de Miarès et les terrains sus-jacents n'est pas normal. En effet, nous nous trouvons là à l'extrémité est du chevauchement de Gèdre-Gavarnie (CLIN, 1956), et le coussin de schistes carburés repose, non pas sur les schistes et quartzites ordoviciens, mais sur une assise transgressive de poudingues permo-triasiques. On peut encore observer là différentes masses de calcaire, certaines renfermant de véritables brèches tectoniques à ciment calcaire, reposant sur les schistes carburés, ou interstratifiées dans ces derniers à la façon de certains éléments de la « formation de Lourtiga » (levé au 1/3750 et profil J). Le détail des relations entre ces diverses formations est étudié à propos de l'analyse tectonique.

3) Coupes dans la vallée de Rioumajou.

Il est possible de suivre les assises précédentes vers l'Ouest. Au-delà du vallon de Lustou, l'homologue du pic Sarrouyès est le pic de Berdalade (2 702 m), de constitution identique (photo 1, pl. VI). Vers l'Ouest, les assises les plus voisines du Gothlandien sont toujours des calcaires massifs. Ils déterminent des falaises dont le tracé cartographique suit fidèlement un contour en festons, dû à l'intersection de vallées à profil en V avec des surfaces de couches à pendage nord de 30 à 50° environ. Les lacs de Consaterre sont situés au contact de ces formations et de l'Ordovicien, contact qui se complique de la présence d'une importante faille ayant affecté également le Dévonien. C'est le jeu de cette faille qui détermine le redoublement des mêmes assises calcaires sur le versant ouest du Rioumajou, dans le flanc du pic d'Aret (carte au 1/50 000).

Le pic d'Aret présente lui aussi une structure comparable à celle du pic Sarrouyès, et une forme trapézoïdale identique. A la base de l'arête sud, on peut observer la présence de deux niveaux calcaires au moins (photo 2, pl. IV). Il en est de même au Sud du pic Cacchet (photo 5, pl. XIII). Mais il y a lieu de remarquer qu'à l'Ouest du pic Sarrouyès et des lacs de Miarrès, les relations des assises peuvent être modifiées par suite de la présence de la surface de chevauchement de l'accident de Gèdre-Gavarnie. Cette surface est en effet continue vers l'Ouest, à partir du pic Sarrouyès. Au Nord, les assises superposées à ces niveaux calcaires divers n'ont pas été reconnues, par suite notamment de la présence d'éboulis et de moraines, et au Nord-Est du Rioumajou, par suite de la présence du bassin discordant de grès verts westphaliens de Tramezaygues et du Bois de Lapadé (carte au 1/50 000).

4) Récapitulation et conclusion.

Les coupes relatées ci-dessus montrent qu'au Sud du parallèle du col de Peyresourde, des formations calcaires d'épaisseur appréciable, équivalent de la Dalle de A. BRESSON, occupent la base du Dévonien. En effet, d'Ouest en Est, *on constate qu'à quelques mètres au-dessus du niveau repère des schistes carburés francs, apparaissent des bancs épais de 30 à 100 m de calcaires et de barégiennes*. Vers l'Ouest, les relations stratigraphiques peuvent être discutées, puisque les schistes carburés marquent le passage de l'accident tectonique de Gèdre-Gavarnie. Mais vers l'Est, la continuité stratigraphique peut être établie, notamment à partir de la crête de la montagne de Tramadits, dominant la vallée de la Neste de Louron à l'Ouest.

La présence de calcaires, accessoirement de dolomies à un niveau que l'on peut placer près de la base du Dévonien est donc établie aussi sur le versant nord de la chaîne, et ceci vient compléter les constatations de M. DALLONI et de L. U. de SITTER.

On peut tenter d'interpréter la pensée de A. BRESSON lorsqu'il parle de déformations tectoniques intenses à propos de ces mêmes assises calcaires, qu'il a reconnues avec toute la continuité désirable à l'Ouest de la Neste de Louron, dans la région de Troumouse et de Gavarnie et jusqu'au Vignemale. Dans la mesure où ces assises sont rapportées au Dévonien supérieur, comme le fait BRESSON dans ses coupes et dans la carte annexée à son mémoire (1903), il faut admettre un accident tectonique d'importance, non seulement au-dessous de l'assise, mais encore au-dessus de celle-ci. Nous avons vu que tel ne saurait être le cas, dans la région de Coume de Bourg qui nous a servi de référence. Les différents niveaux sus-jacents aux assises

calcaires principales de la base de la série se poursuivent à l'Ouest et se retrouvent dans les coupes et l'on doit, par raison de continuité, rejeter l'éventualité de contacts anormaux entre ces niveaux et les assises sous-jacentes. Les seuls accidents sont ceux qui ont été reconnus et cartographiés, ceux qui participent à la formation de Lourtiga et la faille passant aux lacs de Consaterre. Ils n'interviennent en rien dans l'interprétation possible de la série stratigraphique.

Le premier niveau individualisé que l'on observe au-dessus de l'ensemble d'assises calcaires formant la base de la série est le mince niveau du mail de l'Orp, *remarquablement continu* en dépit de déformations tectoniques intimes, puisque vers l'Est, on le retrouve au cap de Montcaup et au col au Sud du cap de Pales. C'est un niveau géométriquement homologue qui forme le flanc nord des trois pics Sarrouyès, de Berdalade et d'Aret, à 400 ou 500 m au-dessus des assises calcaires de base. Il est partout relativement mince (quelques mètres à une dizaine de mètres). Peut-être faut-il l'assimiler au niveau de calcaires à Polypiers siliceux de A. BRESSON.

Moins continu, ou plus difficile à mettre en évidence est le niveau des granges de Palenque. Il renferme des Crinoïdes en cette dernière localité et probablement plus à l'Ouest aussi, ce qui constitue une analogie avec les niveaux de calcaire dolomitique du Dévonien moyen dans le Nord de la zone axiale. Dans les croupes situées au Nord du sommet de la Coume de Bourg, une faille passant au Sud du Tuc Salavané sépare les assises qui encadrent ce niveau des assises de la base du Dévonien. Là encore, on peut imaginer un accident tectonique qui bouleverse l'ordre des assises. Mais tel n'est pas le cas sur le versant nord du val d'Aube et sur les pentes au-dessus de la Centrale de Loudenvielle, où l'on peut suivre en continuité, en se plaçant à une altitude convenable, tous les termes de la série précédente : assises calcaires et schisto-quartziteuses épaisses, à la base, avec sans doute un mince niveau de schistes coblenciens reposant sur le Gothlandien, calcaire du mail de l'Orp, à 500 m plus haut dans la série, puis calcaire assimilable à celui des granges de Palenque, à 400 m au-dessus. Au-delà de cet horizon, on ne trouve plus que des formations calcaires sporadiques, dans une série de schistes et de quartzites noirs, avant d'atteindre les grès, arkoses et conglomérats dinantiens.

La coupe du val d'Aube et des montagnes de Loudenvielle met donc en évidence, sur le versant nord, le second des faits déjà signalés, sur le versant sud, par M. DALLONI et L. U. De SITTER, l'absence des griottes, lesquelles ne se développent, en fait, que dans la partie tout à fait septentrionale de la zone axiale.

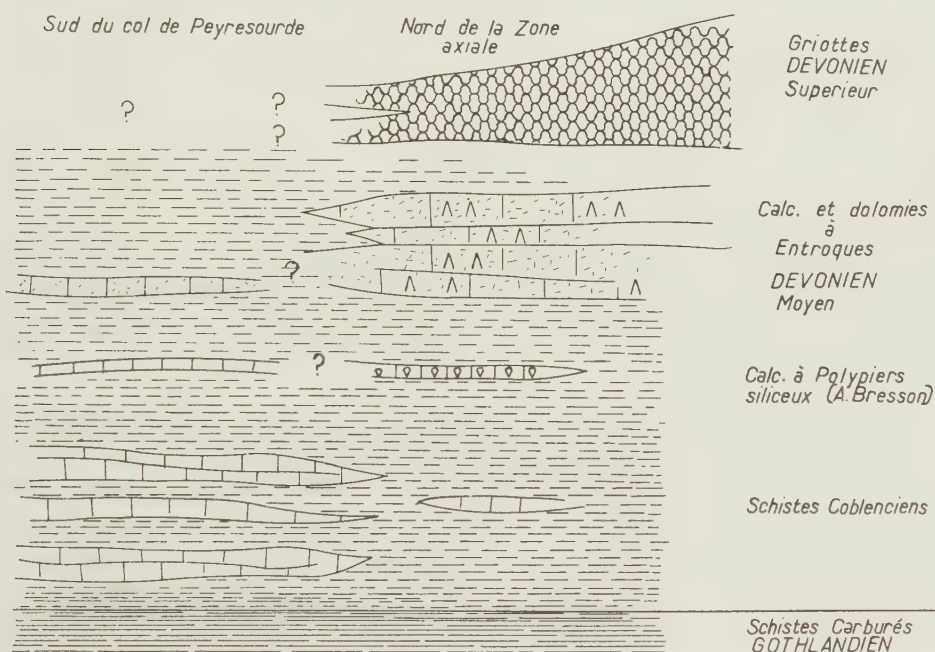
C'est à deux kilomètres au Sud-Ouest du col de Peyresourde que le plus méridional des affleurements de calcaires griottes est visible. Il s'agit là d'un niveau laminé, mince. Il appartient à une série de plis serrés que l'on observe dans la zone du col. Au Sud, ainsi qu'on vient de le voir, le Dévonien ne présente qu'une série continue isoclinale à pendage nord. On peut donc dire que la limite méridionale des griottes coïncide avec celle des plis plus ou moins serrés de la région du col de Peyresourde et de la région isoclinale. Dans cette région plissée, les griottes sont d'abord incolores, puis apparaissent, dans la région septentrionale également plissée, des assises rouges et vertes, en même temps qu'en augmente la puissance.

Si, comme on peut l'envisager, la lacune des griottes vers le Sud, provenant soit d'une absence de dépôt, soit d'une érosion, est une manifestation d'instabilité tectonique régionale, selon les vues exprimées par A. OVTRACHT et L. FOURNIÉ, il peut être intéressant de rechercher l'extension régionale du phénomène. A. BRESSON, dans ses remarquables levés, mentionne deux séries de faits qui prennent toute leur valeur à la lumière de cette éventualité :

- 1) La Dalle est continue depuis la haute Neste d'Aure jusqu'à Gavarnie et au-delà, jusqu'au Vignemale. Nous avons attribué à cette formation la valeur d'un horizon stratigraphique, à la partie inférieure du Dévonien.
- 2) Le passage du Dévonien au Carbonifère, dans la partie de l'aire synclinale de Cauterets et de Sia située à l'Est du méridien de Pragnères, a lieu sans lydiennes. Si l'on consulte la carte de A. BRESSON, on constate que ce passage a lieu également sans griottes (1903, p. 101). S'il en était autrement, BRESSON eût-il figuré, au contact du Dévonien et du Carbonifère, son « calcaire à Polypiers siliceux » ? Dans la haute chaîne, il est explicitement signalé que le Carbonifère repose sur ce calcaire (fig. 41, 42).

TABLEAU III

Correspondance entre les facies du Dévonien au Nord de la zone primaire axiale et dans la série isoclinale située au Sud du col de Peyresourde



A. BRESSON considérait que l'absence des lydiennes sur le bord sud du synclinal de Cauterets et de Sia était due à un accident tectonique longitudinal. Sans vouloir tirer de conclusions prématurées sur des points qui paraissent être demeurés obscurs dans le travail de ce géologue si précis et si objectif, il est permis d'envisager le cas où le contact Dévonien-Carbonifère aurait lieu de la même façon qu'aux environs du val d'Aube. L'absence des griottes pourrait dans ce cas être interprétée non pas par un accident tectonique, mais par une interruption de dépôt liée à des mouvements orogéniques. L'extension de la répercussion de ces mouvements supposés pourrait alors être délimitée. L'étude de cette région sortant du cadre assigné à ce travail, l'examen du synclinal de Cauterets et de Sia n'a malheureusement pu être effectué.

Nous allons voir au cours de l'étude du Carbonifère que des preuves de l'émersion d'une terre au Viséen et même les contours grossiers de celle-ci peuvent être mis en évidence dans la zone de la région étudiée où manquent les calcaires griottes.

Le tableau III illustre la correspondance entre les facies de la région isoclinale située au Sud du col de Peyresourde et les régions plissées du Nord de la zone axiale.

CHAPITRE III

STRATIGRAPHIE ET PALÉOGÉOGRAPHIE DES TERRAINS PERMO-CARBONIFÈRES

A. — HISTORIQUE

Les premières descriptions régionales furent des analyses stratigraphiques et tectoniques. Puis vint le moment des tentatives de synthèse paléogéographique, enfin celui des essais de synthèse structurale. Cependant, il semble que ni l'importance relative des différentes phases de l'orogénèse hercynienne, ni, par endroits, leur âge exact, ne soient encore établis avec certitude.

La plus récente mise au point purement stratigraphique est celle de J. P. DESTOMBES (1953), pour la Haute-Garonne. Ce travail résume les observations de J. CARALP (1894, 1896, 1899), de D. LEVAT (1899), et de A. BRESSON (1903), complétées par les révisions et études de M. DALLONI (1910, 1930, 1938) et de G. DELÉPINE (1931, 1935a).

Voici, énoncée par J. P. DESTOMBES, la composition du Carbonifère de la Haute-Garonne :

« *Limite Tournaisien-Viséen* :

Lydiennes à nodules phosphatés, niveau transgressif.

Viséen :

Schistes terreux de Bourg d'Oueil à *Nereites* et *Oldhamia* ayant fourni, à 30 m au-dessus des lydiennes, à Mondette (Ariège) (DELÉPINE, 1931), une faune du Viséen supérieur; schistes d'Arreau à *Productus* (CARALP, 1896).

Calcaires d'Ardengost à polypiers et *Productus* avec brèches et lits schisteux subordonnés (CARALP, 1896), faune dite de Larbont.

Houiller :

Schistes à Calamites du Fréchet d'Aure (CARALP, 1899).

Schistes et grès du Plan des Etangs (haute vallée d'Esera à 15 km au SSE de Luchon) à flore du Westphalien (DALLONI, 1910, p. 101). »

Quelques précisions de détail peuvent seules être apportées à cette succession stratigraphique, qui est le sommaire d'un grand nombre d'observations faites avec beaucoup de rigueur.

En revanche, les traces des mouvements orogéniques enregistrées dans les sédiments, notamment sous la forme de discordances angulaires entre les terrains, n'ont été observées qu'en un nombre limité de localités, réparties d'un bout à l'autre de la chaîne. Encore l'âge des mouvements n'est-il pas fixé avec toute la précision désirable dans chaque cas, en raison de lacunes de sédimentation ou d'érosion entre les terrains discordants.

C'est pourquoi il nous a semblé utile de rappeler ici, dans l'ordre historique et pour l'ensemble de la chaîne, les découvertes relatives à ces traces de mouvements et à l'âge des formations en présence.

Selon DESTOMBES, c'est J. CARALP qui, le premier, a mentionné l'existence de mouvements pendant le Carbonifère, mouvements enregistrés, en Ariège, par la formation de conglomérats intercalés, à galets de lydienne repris du niveau de base (1899). Par analogie avec les « poudingues à dragées » signalés par J. BERGERON dans des schistes de la Montagne Noire ayant livré un exemplaire de *Spirifer tornacensis*, CARALP attribue à ces niveaux un âge tournaisien. Cette attribution sera infirmée par la suite.

CARALP signale encore le caractère continental du Carbonifère des Monts Maudits, ainsi que les alternances terrestres et marines du niveau du Fréchet d'Aure.

L'âge « houiller moyen » du Carbonifère des Monts Maudits a été reconnu par R. ZEILLER (1886), à l'examen d'une flore récoltée par M. GOURDON au plan des Etangs, au Nord de la Maladetta, principalement en raison de la présence, parmi les échantillons, de débris de Sigillaires cannelées (*Rhytidolepis*).

D'autres formations houillères avaient été visitées, dès 1886, par la Société Géologique de France, à la Rhune, dans le Pays Basque (A. LEYMERIE, 1870a, p. 643). E. BUREAU (1866) identifia et figura une florule comprenant notamment une pinnule de *Dictyopteris nevropteroïdes*, « caractérisant le milieu ou la fin de la période houillère ». On sait que cette espèce est caractéristique des couches de Sarrebrück (P. BERTRAND, 1930, p. 11, 34). La détermination fut contestée par R. ZEILLER (1895) qui, comparant le gisement de la Rhune au gisement voisin du Pic d'Ibantelly, incontestablement stéphanien, vit dans cet échantillon un exemplaire de *D. Brongniarti*, du Stéphanien. ZEILLER réserva alors expressément son opinion sur l'âge précis des dépôts houillers du Plan des Etangs.

Entre-temps, P. STUART MENTEATH (1881) avait découvert ou examiné d'autres flores d'âge stéphanien à la Rhune, et signalé la présence du même étage entre Elizondo et Eugui dans la vallée de Baztan, en haute Navarre (1885). Notons que P. LAMARE observera plus tard des grès verts « westphaliens », près d'Eugui (1939, p. 174 et suiv., 1954, légende carte géol.).

Le Houiller existe également au Sud de la Maladetta, à Aguiro, sur le Flamisell. Des schistes ampéliteux subordonnés à un conglomérat renferment en effet une flore *westphalienne* riche et variée, signalée par J. ROUSSEL (1903) sur déterminations de ZEILLER. Cet auteur signale également le Stéphanien au Sud-Est de la Maladetta, à la Seo de Urgel et à Gerri, ainsi qu'au gisement du Pic d'Ibantelly, à San Juan de las Abadessas (Catalogne) à l'autre extrémité de la chaîne, et à Tuchan et Durban (Corbières).

Le même auteur avait publié, en 1893, l'« Etude stratigraphique des Pyrénées ». L'importance de cette étude, pour le Carbonifère, réside dans le relevé de nombreuses coupes, dans l'inventaire des niveaux de poudingues à galets de quartz, et, exceptionnellement, de gneiss et de calcaires (région du Port de Pailhères, p. 85, près de Puyvalador, p. 86), et enfin dans l'observation de facies de schistes rouges et verts qui sont souvent rencontrés dans les séries à poudingues, ou encore, qui terminent la succession permo-carbonifère (dans les Corbières, p. 104, 105, 106). La coupe relevée à la montée du Mont Fourcat au Sud-Est de Saint-Antoine, dans l'Ariège, comporte un carbonifère débutant par des « schistes passant à la grauwacke et au poudingue » (p. 96). Les lydiennes à la base du Carbonifère ne sont signalées que dans l'Arize, au méridien d'Alzen (p. 101).

Enfin, l'auteur fait état d'une transgression du Permo-Carbonifère sur le Silurien à Durban, dans les Corbières (p. 107). La base du terrain transgressif est un conglomérat à fragments schisteux, siliceux et calcaires, et à ciment rouge. Ce terrain repose sur des schistes siluriens noirs à la base, rouges au sommet.

Un essai de synchronisme des assises carbonifères entre la Montagne Noire, la province de Barcelone, les Corbières et Pyrénées-Orientales, les Pyrénées Centrales et les Hautes et Basses-Pyrénées est tenté par A. BRESSON (1903, p. 137). Les études si minutieuses de cet auteur ne se limitent pas à ces comparaisons. Il examine notamment, dans le détail, le contact du Carbonifère et du Dévonien dans les Hautes et Basses-Pyrénées.

Les lydiennes à nodules phosphatés manquent le long de la crête frontière des Hautes-Pyrénées : au Pic de la Hosse, au Pic du Mount Herran et dans la région d'Estaubé, le Carbonifère débute par d'énormes bancs de quartzites gris ou verts, reposant, apparemment en concordance, sur un calcaire à Polypiers siliceux du Dévonien, et supportant des schistes noirs et gris à nodules noirs siliceux aplatis, la série comportant ensuite un développement remarquable de schistes verts, rouges ou violacés (p. 130).

Ce Carbonifère peut être observé en repos soit sur le calcaire à Polypiers siliceux, soit sur le Coblencien (vallée de Hount-Sainte, Pic de Lary, p. 131).

Des séries analogues sont décrites en détail vers le Nord-Ouest et l'Ouest, le Dinantien n'étant d'ailleurs caractérisé, par des Goniatis, que dans la région du Pic Blanc (BRESSON, 1901).

Le bord sud du synclinal de Cauterets et de Sia est également dépourvu de lydiennes, mais il est limité en partie, pour A. BRESSON, par un contact anormal (p. 101). Son bord nord comprend des lydiennes reposant sur les calcaires du Dévonien supérieur, et supportant des calcaires verdâtres surmontés de schistes rouges et verts visibles près du pont Napoléon à Luz (p. 95).

Les lydiennes sont bien développées sous des calcaires à *Glyphioceras* et des schistes à *Nereites* et *Oldhamia*, selon une bande parallèle à l'axe de la chaîne, dans l'aire synclinale de Barèges et de l'Arbizon, ainsi que dans quelques plis annexes. Les schistes à *Nereites* et *Oldhamia*, marins, indiqueraient la proximité d'un rivage, prélude à une émergence hercynienne. Vers la limite sud de cette aire synclinale sont situés les gisements manganésifères de Vielle-Aure, du Louron et du col de Peyresourde (p. 111).

Dans cette même région, BRESSON signale à plusieurs reprises la présence de schistes rouges et verts, pouvant varier beaucoup d'épaisseur, au-dessus des calcaires eux-mêmes superposés aux lydiennes (p. 111, 112, 113).

Plus au Nord, dans les synclinaux d'Arreau et de Cadéac, les lydiennes sont représentées, ainsi que les calcaires, mais BRESSON ne fait pas mention de schistes rouges et verts. Par contre, les « poudingues à dragées » sont là bien plus développés et évidents qu'ils ne le sont vers le Sud.

Dans le synclinal d'Argelès, au Nord de la zone précédente, le Carbonifère débute, sur le Dévonien inférieur, par des calcaires blancs, des dolomies rousses, des calcaires amygdalins rouges et verts, à Polypiers siliceux et *Glyphioceras* (p. 120, 122). Les lydiennes sont absentes ainsi que les différents niveaux schisto-gréseux et notamment les équivalents des schistes à *Nereites* et *Oldhamia*.

BRESSON aurait reconnu en compagnie de J. SEUNES un contact discordant (1903, p. 122, 127). Et BRESSON admet l'existence d'une *pénéplaine* dans les Hautes-Pyrénées, « ... parcourue, au début du Carbonifère, par la mer, qui a déposé les griottes » (1898, p. 659).

BRESSON attribue l'âge viséen à ces formations calcaires (1903, p. 128), admettant ainsi, localement, une lacune tournaisienne. Il remarque, d'ailleurs, l'absence, à la base de la formation, des brèches ou des conglomérats qui sont si développés, dans la même région, à la base d'un autre niveau transgressif, celui des calcaires à Rudistes (p. 123).

L. BERTRAND (1907a) note l'absence de lydiennes vers le Sud (des Pyrénées Centrales). « ... Dans ce cas, le passage du Dévonien au Carbonifère se fait insensiblement par des schistes rougeâtres et grisâtres superposés aux griottes rouges et vertes (lorsque celles-ci existent, ce qui n'est pas constant). » (p. 9).

Pour le même auteur, le Houiller du Plan des Etangs, Stéphanien ou Westphalien terminal, a été profondément affecté par le plissement hercynien et est en parfaite continuité avec les étages inférieurs.

Enfin, entre Saint-Girons et Foix, la série serait continue et la discordance hercynienne principale serait placée entre le Permien inférieur et le Permien moyen.

E. FOURNIER (1908) récapitule, dans son étude des Pyrénées basques, les divers gisements houillers de cette région, et fait état de la découverte à Saint-Just-Ibarre, dans le massif de Mendibelza, d'un Stéphanien caractérisé par *Asterophyllites*, *Annularia*, *Nevropteris*, *Alethopteris*. Cette attribution sera réfutée par P. LAMARE qui l'estime non fondée (1948, p. 17).

E. FOURNIER fait mention, d'une façon erronée semble-t-il, de ce que la légende de la feuille au 1/80 000 de Saint-Jean-Pied-de-Port, 1^{re} éd. (P. TERMIER, 1907, 66) signale le Stéphanien comme reposant en discordance sur le Dinantien au Pic d'Ibantelly. La mention de cette discordance, attribuée à P. TERMIER, sera reprise par FALCO RUIZ et MADARIAGA (1941, p. 33). Cette légende mentionne, au contraire, une concordance, fait qui sera réaffirmé par P. VIENNOT (1927) et P. LAMARE (1936, p. 452). On peut retenir l'opinion vigoureusement exprimée par P. LAMARE (1942, p. 79, note infrap.) à propos de l'étude, par FOURNIER, des discordances hercyniennes dans le Massif de Mendibelza.

Sur le versant sud des Pyrénées Occidentales, dans le Haut Aragon, M. DALLONI (1910) décrit des niveaux calcaires semblables à ceux que A. BRESSON a observés sur le versant nord. Il admet la possibilité d'une régression à la base du Dinantien pouvant entraîner l'absence des lydiennes (considérées comme tournaisiennes), qui n'ont pu « être reconnues sur le versant méridional », ainsi que des schistes et grès à végétaux du Culm (p. 103).

Les formations calcaires sont admirablement représentées, avec les « calcaires griotteux

à Goniatites et Orthocères », depuis le Mont Perdu jusqu'aux hautes vallées d'Aspe et d'Ossau. Elles sont parfaitement datées (p. 104) et renferment des niveaux à flore terrestre (schistes et grès à Calamites).

Les formations superposées à ces niveaux sont décrites par M. DALLONI comme des grès et schistes anthracifères à flore westphalienne, affleurant dans la haute vallée d'Aspe, dans celle du rio d'Escarra, au col des Moines et au Plan des Etangs. C'est le Carbonifère continental des Monts Maudits.

Cette formation a livré, non loin du Somport, près du ruisseau de Peyrenère, *Mariopteris latifolia*, détermination R. ZEILLER (DALLONI, *op. cit.*, p. 93 et 105). Dans la vallée du rio de Escarra, des « schistes ampéliteux, alternant en lits réguliers avec des bancs minces de grès sombre, à grain fin, micacés ... se chargeant de gros grain siliceux bien roulés » (DALLONI, p. 92) ont livré à M. DALLONI une florule soumise à ZEILLER, qui y a notamment identifié :

Sphenopteris obtusiloba Brongn.

Nevropteris Schlehani Stur.

Mariopteris acuta Brongn.

Mariopteris cf. muricata Schlot. sp.

et qui a conclu à un âge westphalien moyen.

Par analogie de facies, M. DALLONI attribue au Houiller du Plan des Etangs l'âge *westphalien* (p. 101). Rappelons que c'est l'âge de la flore d'Aguiré trouvée au Sud de la Maladetta. M. DALLONI pense que le Westphalien peut être représenté dans la bande du port de Gavarnie (p. 105).

L'âge westphalien du Houiller du Plan des Etangs n'est plus contesté aujourd'hui (DESTOMBES, 1953, série stratigraphique-type).

M. DALLONI signale l'absence certaine du Stéphanien dans les Pyrénées Centrales, au milieu du géosynclinal hercynien rapidement comblé. Le Stéphanien n'existe pour lui qu'aux deux extrémités de la chaîne.

Les rapports géométriques de ces formations détritiques et continentales avec les terrains sous-jacents ne sont pas toujours clairement dégagés par les auteurs. Seul, M. DALLONI signale, toujours à propos du Houiller du Plan des Etangs : « ... des schistes noirs, ampéliteux, et des grès micacés à *Calamites Suckovi*, *C. cisti*, *Sigillaria*, discordants sur les calcaires blancs marmoréens des Bains de Benasque, ... attribués au Dévonien moyen » (p. 101). Mais les points où cette discordance pourrait être observée ne sont pas cités.

M. DALLONI (1930) a complété l'étude des Pyrénées de l'Aragon par celle des Pyrénées Catalanes. Dans sa monographie, reprenant l'examen du Houiller du Plan des Etangs, il en précise les rapports avec le granite de la Maladetta et ses satellites d'Artiès et de Tredos ainsi que de Marimanya : le granite a modifié les schistes westphaliens du Plan des Etangs; « ... il date donc de la fin des temps primaires » (p. 127).

M. DALLONI décrit encore le tracé des bandes carbonifères déversées au Sud dans la région située au Sud et à l'Est de la Maladetta : la bande de la Haute Pallaresa et d'Andorre, à l'Est du massif, est constituée de « schistes noirâtres, souvent psammitiques, accompagnés de grès et de poudingues avec intercalations calcaires » (p. 92). Au Sud du massif, une bande carbonifère productive s'étend de la haute Ribagorzana à la Seo de Urgel. Cette bande et ses annexes sont particulièrement intéressantes :

- 1° Elles renferment des lydiennes à la base, soit sous la forme de galets associés à des galets de quartz dans des poudingues, soit en bancs (Montana del Duque) (p. 97).

- 2° On y rencontre du Westphalien, à Aguiro. M. DALLONI a complété les investigations de J. ROUSSEL et trouvé des flores du Westphalien moyen, de l'assise de Bruay, des couches de Sarrebrück, ainsi que du Stéphanien (p. 96). M. DALLONI ne mentionne pas de discordance entre le Westphalien et le Stéphanien.
- 3° On y rencontre encore du Stéphanien à Erill Castell.
- 4° A l'Est de Sort, les couches houillères, schistes et grès à Calamites, brèches, poudingues et calcaires, reposent directement, et en discordance, sur le Silurien (p. 97). A la Seo de Urgel, DALLONI retrouve une flore stéphanienne.
- 5° Enfin, le grès rouge permien est signalé comme concordant avec le Houiller à Erill Castell.

En Cerdagne et dans la Sierra del Cadi, de petits lambeaux houillers prolongent la bande précédente. On y rencontre, à la base, ou non loin de la base de la série, des lydiennes ou des poudingues à galets de lydiennes et de quartz, des schistes à plantes, des calcaires, des schistes et poudingues à dragées. Ces formations sont en grande partie marines et d'âge dinantien (p. 101). Les lydiennes et les nodules phosphatés sont particulièrement développés dans cette région (O. MENGEL, in DALLONI, p. 103). Le bassin fertile de San Juan de las Abadessas, hors les grès siliceux et les schistes noirs renfermant la houille, dont l'âge stéphanien moyen et supérieur n'a pas été établi sans hésitations (p. 103), présente un Dinantien comportant les mêmes termes : lydiennes, schistes et grès avec bancs de poudingues, calcaires à *Glyphioceras*.

M. DALLONI résume par ailleurs ainsi la paléogéographie du Carbonifère catalan (p. 108) :

- La lacune du Tournaisien est certaine dans les Asturies où elle a été signalée par Ch. BARROIS, dès 1882. Dans les Pyrénées Centrales et Occidentales, la base du Tournaisien (les lydiennes) paraît manquer.
- Le Viséen présente une uniformité de caractères lithologiques et faunistiques remarquable dans toute la chaîne. A côté de dépôts marins, l'intercalation de couches à plantes terrestres indique un rapide exhaussement du fond du bassin.
- Les dépôts continentaux règnent dès le Westphalien et indiquent une émergence définitive. Seul le Westphalien est bien représenté en Aragon et dans le centre de la chaîne. Le Stéphanien est seul développé à l'Est, en discordance sur le Silurien, et il faut aller au Pays basque pour le retrouver vers l'Ouest.

M. DALLONI conclut que la première phase des mouvements hercyniens se place entre le Westphalien et le Stéphanien. Il s'agirait donc là d'une phase *asturienne*.

On voit que l'observation au Plan des Etangs d'un Westphalien « discordant » sur le Dévonien, observation citée par M. DALLONI (1910, p. 101), mais sans doute incertaine, n'a pas conduit l'auteur à conclure à une phase sudète.

Vers l'Ouest de la chaîne, les précisions suivantes sont apportées par P. VIENNOT (1927) :

- 1° Les nodules phosphatés disparaissent vers l'Ouest aux environs du méridien de la vallée d'Ossau (p. 20).
- 2° Le Stéphanien du pic d'Ibantelly est concordant avec le substratum de Carbonifère plus ancien (cf. P. TERMIER, 1907, notice de la feuille au 1/80 000 Saint-Jean-Pied-de-Port, 1^{re} éd.), tandis que le Permien repose nettement sur la tranche érodée des terrains plus anciens plissés (p. 21).

De nouvelles découvertes paléontologiques et des révisions de faunes devaient alors permettre de préciser, et d'étendre à l'ensemble de la chaîne, la lacune tournaisienne, jusque-là tenue pour probable, dans les Pyrénées Centrales et Occidentales, mais discutée dans la Montagne Noire.

Dans les nodules phosphatés de l'Ariège, des Goniates, et notamment des *Prolecanites* à 3 lobes latéraux bien développés (*Merocanites*), caractérisent le Tournaisien supérieur, sinon le Viséen inférieur (G. DELÉPINE, G. DUBAR et J. W. LAVERDIÈRE, 1929; G. DELÉPINE, 1935a). Le gisement des schistes de Mondette, superposés aux niveaux à lydiennes, et tenus pour permien par CARALP (1903), ainsi que les anciennes collections, sont revus par G. DELÉPINE, qui en fixe l'âge avec certitude : Viséen supérieur, sinon Namurien (1931, 1935a). A Larbont, ce niveau est reconnu à 30 m au-dessus des lydiennes; il est encore signalé en d'autres points de l'Ariège et dans les Pyrénées Occidentales (G. DUBAR, 1931a, 1931b). M. CASTERAS (1933) revoit également ces gisements.

Cependant, le Westphalien inférieur marin, principalement calcaire, caractérisé par *Eumorphoceras bisulcatum* Giry, et superposé à une soixantaine de mètres d'un Dinantien surtout schisteux, avec lydiennes à la base, est découvert au Sud-Est de Saint-Jean-Pied-de-Port (G. DELÉPINE, G. DUBAR, et J. W. LAVERDIÈRE, 1928; J. W. LAVERDIÈRE, 1930, p. 28).

Dans la Montagne Noire, R. BÖHM (1935a) confirme la lacune, discutée par ses prédécesseurs et notamment par J. BERGERON, du Tournaisien tout entier. La détermination de *Spirifer tornacensis* ayant été infirmée par G. DELÉPINE, BÖHM établit, par l'examen de la faune de Goniates, l'âge viséen inférieur de l'horizon à lydiennes : plusieurs des espèces rencontrées sont connues uniquement dans le Viséen inférieur (p. 119).

L'âge viséen inférieur est aussi celui des calcaires superposés aux lydiennes, les « calcaires à colonnes » de P. DE ROUVILLE, qui renferment également une faune caractéristique de Goniates (p. 135).

R. BÖHM confirme l'existence de grès végétaux et des poudingues à galets de quartz et de lydienne, dans le « complexe schisto-gréseux », à facies « Culm », et rappelle l'importance de ces formations en tant que témoins d'une activité hercynienne ramenant au jour les lydiennes, dès le Viséen moyen (p. 140, 141). Le Viséen supérieur termine la série reconnue avec les « schistes de Landayran » et les « calcaires à *Productus giganteus* » (p. 168). Les calcaires seraient, dans cette formation, les témoins d'anciens récifs en lentilles.

H. SCHMIDT (1931 et trad. espagnole 1943) cite de très nombreuses observations ayant trait tant à la stratigraphie du Carbonifère sud-pyrénéen, qu'aux discordances dues aux plissements varisques.

Ces observations sont appuyées de comparaisons stratigraphiques avec les formations de même âge de l'Allemagne. En voici l'essentiel :

L'auteur décrit un conglomérat à galets de lydienne sur le Segre, entre Isobol et Bellver, identique aux formations vues par M. DALLONI (1930, p. 102). Selon H. SCHMIDT, ce conglomérat repose sur le Dévonien supérieur à *Gonioclyménies* (p. 53 et trad. p. 160).

Dans la Pallaresa, à Tirvia et Valfarrera, en accord avec les observations de M. DALLONI, H. SCHMIDT mentionne le passage du Dévonien au Carbonifère, sans discontinuité, ni discordance, ni conglomérat. Il en est de même vers Viella, au Nord de la Maladetta.

Dans le Salat, au-dessus de Seix, à la Taule, cet auteur cite également le passage du Dévonien supérieur au Carbonifère inférieur avec des bancs de calcaires et des schistes rougeâtres.

A Unac, l'auteur décrit une légère discordance du Culm sur les calcaires dévoniens. Les conglomérats sont lenticulaires et ne paraissent pas être situés à l'extrême base des couches

transgressives. C'est du moins ce que suggère un croquis cartographique des lieux (fig. 20, p. 73 et trad. p. 182).

Dans la haute Esera, entre Sahun et Villanova, un banc de quartzites, épais d'une dizaine de mètres, forme selon H. SCHMIDT, la limite Dévonien supérieur-Carbonifère.

Au Sud d'Urdos, vers Sallent et Canfranc, le Dinantien débute par des calcaires (comme l'a observé M. DALLONI, après J. SEUNES et A. BRESSON).

H. SCHMIDT remarque que les faunes ne permettent pas de caractériser le Tournaisien. L'explication de cette lacune réside selon lui dans un arrêt général de la sédimentation sans l'intervention d'un mouvement de régression-transgression de la mer, la transgression étant limitée à la superficie d'îles émergées (p. 59, trad. p. 166). En cela, l'auteur choisit la dernière des trois explications proposées par L. CAYEUX (1929) : émergence suivie du retour de la mer dinantienne sans ravinement ni conglomérat de base, ou érosion sous-marine, ou interruption de sédimentation sans émergence ni ravinement.

Au bord de l'Esera, probablement entre Sahun et Villanova, a été observée une discordance de 20° entre Culm et Carbonifère supérieur (p. 22 et trad. p. 126). Il s'agirait plus précisément d'une différence angulaire de plongement de 5° et d'une différence de direction de 20° (p. 74 et trad. p. 183), sans matériaux détritiques à la base du Carbonifère supérieur. Le Carbonifère supérieur renferme « la flore d'Aguirio ».

Cette observation mériterait évidemment une plus ample description de la part de l'auteur, et en particulier l'indication de la localité, et la liste des espèces caractéristiques.

H. SCHMIDT signale encore des intercalations marines, sous la forme de marnes à Goniatites, dans les schistes à plantes westphaliennes trouvées par M. DALLONI entre Canfranc et Sallent. Il identifie ces niveaux à celui de Fréchet d'Aure et d'Ardengost, qui passerait en concordance au Permien inférieur (p. 63 et trad. p. 171).

H. SCHMIDT donne enfin une esquisse paléogéographique sommaire de la chaîne au Carbonifère supérieur : aire de sédimentation à influences marines au Sud d'une cordillère centrale, aires de sédimentation continentale, au moins au Stéphanien, vers l'Est et l'Ouest, sur les deux versants (p. 64 et trad. p. 172).

HERNANDEZ SAMPELAYO (1942), reprenant les travaux de DALLONI et de SCHMIDT, signale comme seule discordance évidente dans la bande Erill-Castell-Aguirio, la discordance du Permo-Trias sur le Carbonifère ou sur le Dévonien. La phase asturienne et la phase bretonne sont citées, mais ne sont pas mises en évidence par cet auteur.

P. MISCH, au début d'une étude analytique de la structure de la couverture sud-pyrénéenne (1934 et trad. 1948) résume ainsi les travaux de VIDAL, DALLONI et SCHMIDT, ainsi que ses propres observations :

Sur le versant sud de la zone axiale des Pyrénées Centrales, le Stéphanien, ou à défaut, le Permo-Trias, repose en discordance sur un substratum plissé. Par contre, Westphalien et Stéphanien apparaissent en concordance à Aguirio (cf. DALLONI et ASHAUER).

La discordance du Permo-Trias sur les calcaires du Dévonien moyen et supérieur est visible sur le versant ouest de l'Esera au Nord de Villanova (fig. 1 et trad. p. 14). Selon H. SCHMIDT, (1931, p. 22 et trad. p. 126), ce substratum comprendrait également, au même endroit, du Westphalien. Mais le repos direct du Permo-Trias sur ce Westphalien n'a pas été observé. En revanche, plus à l'Est, le Permo-Trias recouvre en concordance le Stéphanien.

Une discordance identique est visible au Nord de Gerri, sur le versant est de la Pallaresa : Permo-Trias sur Dévonien (fig. 2, et trad. p. 14).

P. MISCH conclut en attribuant l'âge asturien aux plissements visibles dans la vallée de l'Esera, et l'âge sudète aux plissements qui ont affecté la série d'Aguiré.

On peut considérer l'année 1935 comme marquant la fin d'une première période d'exploration de la stratigraphie carbonifère, au moins dans les Pyrénées Centrales. Ainsi les observations furent-elles faites avec beaucoup d'attention et souvent de continuité. Par la suite furent tentées les premières synthèses paléogéographiques.

Ainsi, G. DELÉPINE (1935b, p. 152) reprend l'ensemble des résultats obtenus en stratigraphie carbonifère, dans les Pyrénées et la Montagne Noire, ainsi que dans les Asturies, et les résume ainsi :

Entre les dépôts dinantiens et ceux du Paléozoïque plus ancien, il y a partout une lacune correspondant dans les Pyrénées et la Montagne Noire, à la totalité du Tournaisien; dans les Asturies, au Tournaisien et à une grande partie du Viséen; cette lacune est due à une régression de la mer.

Le Namurien n'est connu que dans la vallée du Lauribar, mais peut exister ailleurs dans les Pyrénées.

Le régime houiller s'est établi dans les Asturies à la fin du Westphalien moyen.

Le facies des schistes à lydiennes avec nodules phosphatés, d'une part, et les griottes et schistes rouges des Asturies d'autre part, *sont deux facies de transgression équivalents*, mais on n'observe jamais de conglomérat de base.

Cette absence, l'existence de facies rouges, ainsi que la présence de Radiolaires à caractères pélagiques sont expliquées par l'hypothèse d'une irruption marine soudaine.

A l'extrémité de la chaîne, au Pays basque, l'ensemble anté-hercynien demeure mal connu, notamment dans les Massifs de la Rhune-Haya et des Cinco-Villas (LAMARE, 1936, p. 93). Dans un ensemble de schistes gris, de calcaires, poudingues et grès, le Stéphanien n'est caractérisé qu'à la Rhune et au pic d'Ibantelly. P. LAMARE souligne sa concordance « avec les terrains plus anciens » et avec le Permien (p. 452).

Le Permien, d'épaisseur variable, peut d'ailleurs reposer indifféremment sur les divers niveaux du Paléozoïque, ainsi en Basse-Navarre (LAMARE, 1937).

P. LAMARE (1936, p. 452, 1942, p. 95) insiste sur les cas de « discordances correspondant à une lacune » dans l'ensemble des Pyrénées basques : l'orogénèse hercynienne n'est « soulignée par aucune discordance notable lorsque le Trias ou le Permien se superposent au Carbonifère. Mais si ces terrains recouvrent directement du Dévonien, on constate une discordance nette, et très constante, quoique le Dévonien s'avère par ailleurs toujours concordant avec le Carbonifère ».

Une telle discordance est d'ailleurs signalée de façon détaillée et indiscutable, au flanc nord-ouest de l'Arsamendi (1939, p. 175).

Le Permien, discordant sur les terrains antérieurs, présente quelques discordances légères et assez localisées avec les grès bigarrés (1945, p. 268).

Mais P. LAMARE rappelle encore le caractère sommaire et fragmentaire de nos connais-

sances sur le Carbonifère des Pyrénées basques. Sa cartographie elle-même pourrait n'être pas définitive (1948, p. 36).

B. GÈZE (1949) rappelle les conclusions de BÖHM (p. 59) et pose la question de la profondeur de dépôt du niveau à lydiennes et nodules phosphatés. Contrairement à l'opinion de L. CAYEUX (1929, p. 331), pour qui le dépôt a eu lieu dans une eau très calme et vraisemblablement profonde, en raison notamment de la présence dans les lydiennes de Radiolaires de types pélagiques, B. GÈZE admet que la côte n'était pas éloignée. En effet, d'une part, le régime de la formation de sédiments noduleux semble s'être poursuivi, depuis le Dévonien supérieur à calcaires noduleux jusque dans les lydiennes et calcaires du Dinantien, malgré la lacune du Tournaisien (de courte durée pour B. GÈZE); d'autre part, les premières lydiennes renferment parfois du quartz détritique et des spicules de Spongiaires, et les assises suivantes ne renferment que des Radiolaires, ce qui conduit à admettre le caractère transgressif du dépôt, donc sa formation à faible profondeur.

La présence de restes végétaux est également un argument en faveur de la proximité d'une côte (BÖHM, 1935, GENSON, ALBAILLE et MAURY, 1941).

B. GÈZE rappelle l'hypothèse de J. DE LAPPARENT (1923) selon laquelle, dans une mer de faible profondeur, un volcanisme aurait fourni la silice des lydiennes et le phosphate des nodules.

Pour B. GÈZE, la disparition des lydiennes a lieu vers la haute mer : au Sud des Monts de Faugères les séries deviennent plus monotones et peut-être plus continues; les lydiennes et les calcaires « à colonnes » passent à des calcschistes paraissant faire suite au Dévonien terminal (fig. 29, p. 63). L'auteur cite les trois explications proposées par L. CAYEUX (1929) pour rendre compte de cette lacune.

L. BERTRAND avait proposé la troisième de ces interprétations (interruption de la sédimentation) dans une remarque orale à propos d'une communication de G. DELÉPINE (1935a). B. GÈZE avance que la lacune a pu être courte et correspondre seulement au Tournaisien inférieur, des schistes, peu épais et sans fossiles, étant souvent rencontrés sous les lydiennes, et admet une émergence partielle de terres à très faible relief, au cours du Tournaisien (p. 66).

Par contre, pour cet auteur, les dépôts de poudingues à galets de quartz et de lydiennes, contenant localement des galets de calcaire à Polypiers, calcaire attribué par lui au Dévonien, sont les témoins d'un gauchissement et d'une érosion au Viséen moyen, phénomènes d'importance déjà très notable.

Des galets d'arkose ou de roches éruptives, que renferment ces niveaux, sont les témoins de venues qui se sont produites dès le début du Dinantien. Il est en outre probable, pour B. GÈZE, que des porphyrites (andésites et dacites) ont vu le jour à peu près à la même époque (p. 80).

Les dépôts continentaux du Stéphanien sont limités à des bassins limniques réduits : des ondulations ont pu se produire au début de cette époque. Les dépôts permien sont transgressifs et souvent discordants (p. 75).

En 1950, M. DALLONI, dans le compte rendu de la révision de la feuille d'Urdo au 1/80 000 (DALLONI, 1950) attire l'attention sur le grand développement dans la vallée d'Aspe, des schistes et grès grossiers, micacés, à débris végétaux, superposés aux schistes et calcaires dinantiens datés (SCHMIDT, 1931). Ces formations, au moins en partie continentales, et que A. BRESSON (1907) comme J. SEUNES, avaient réunies au Dinantien, doivent être rapportées au

Houiller. Elles ont été observées en d'autres points de la même région et notamment vers le Somport, où une large bande de terrains sous-jacents au Permien a livré des végétaux d'âge westphalien (ruisseau de Peyrenère, rio Escarra). Des flores trouvées au port d'Anso confirment la présence de terrains post-dinantiens.

On remarquera qu'il s'agit là de dépôts placés sur le versant nord de la chaîne.

Dans la même région, M. DALLONI a observé que le Permo-Trias ne serait discordant sur les terrains plus anciens qu'à partir du Permien moyen, et que l'Autunien y serait peut-être concordant avec le Carbonifère. La discordance serait ainsi la manifestation d'une phase saaliennne.

P. HUPÉ (1951a) rappelle que les cas où le Carbonifère est en contact avec des termes variés du Dévonien sont légion. Il cite DALLONI (1910) et BRESSON (1903) et fait état de ses propres levés sur la rive W du Gave de Pau et dans la région du Pic du Midi de Bigorre, selon lesquels le Dinantien peut reposer sur les termes inférieurs du Dévonien, y compris sur les schistes de base. Cet auteur a même retrouvé dans la vallée de l'Adour des grès feldspathiques carbonifères identifiés à ceux qu'a observés BRESSON.

J. CARRINGTON DA COSTA (1952 et trad. espagnole 1953), dans une mise au point générale des observations faites dans la Péninsule Ibérique, signale la fréquence des lacunes stratigraphiques, accompagnées quelquefois de faibles discordances angulaires, lors du passage du Dévonien au Carbonifère. De tels faits ont été mis en évidence, en particulier dans la région cantabrique, les Pyrénées, où sont signalés lydiennes et conglomérats de base, et la Catalogne, où la base de l'ensemble transgressif Strunien-Tournaisien est représentée, parmi d'autres formations, par des schistes de couleur lie-de-vin (Papiol, Montseny).

Contrairement à ce qui semble s'être produit dans le reste de la Péninsule, où il y aurait continuité de sédimentation entre le Dinantien et le Moscovien, des discordances se manifestent dans les Pyrénées occidentales et orientales (formations continentales stéphaniennes sur le Viséen), et la Catalogne (lacune jusqu'au Trias). Le repos, apparemment en discordance, du Westphalien sur le Viséen, signalé dans les Pyrénées Centrales, est rappelé par l'auteur, qui affirme l'absence de Namurien. L'auteur insiste sur le rôle de la phase sudète dans cette zone, qui lui paraît évident.

Une étude de J. KEIZER (1953) fait état de l'absence des lydiennes à la base de la série dinantienne en un certain nombre de points situés tout au long de la bande carbonifère de Larbont à Mondette, au Nord du massif de l'Arize : « ... On trouve alors souvent une brèche très fine, siliceuse, avec fragments de schistes et de quartz qui les remplace. Il me semble que ce phénomène est de nature sédimentaire » (p. 238).

H. J. ZWART (1953) n'a pas examiné en détail la nature et la répartition des premières assises carbonifères. Notons toutefois que, sur sa carte au 1/35 000 du Massif du Saint-Barthélemy, ne figure pas le Carbonifère au Nord-Est d'Unac-Luzenac, mais seulement, à cet endroit, le Dévonien inférieur et moyen. Ceci est en contradiction avec les contours de la feuille de Foix au 1/80 000, 2^e éd. (1950), ainsi qu'avec la description de la région d'Unac donnée par H. SCHMIDT.

J. H. ALLAART (1953), pour sa part, dans l'étude de la couverture sédimentaire septentrionale du Massif d'Ax-Montcalm, s'appuie sur l'absence des griottes et des lydiennes entre les calcaires qu'il rapporte au Dévonien et les zones schisteuses cartographiées comme

carbonifères sur la feuille de Foix, pour nier l'âge carbonifère de ces dernières (p. 259). ALLAART, sans doute imité par ZWART, cartographie l'ensemble comme Dévonien, y compris la bande d'Unac (carte au 1/50 000).

L. U. DE SITTER (1953a), parlant de la géologie du Val d'Aran a « ... cru pouvoir reconnaître des Calamites du type du Carbonifère inférieur et des Lepidodendrons... » dans le bassin continental du Nord de la Maladetta, qui prolonge vers le Rio Negro, à l'Est, les affleurements du Plan des Etangs (p. 274). Cet auteur voit une analogie de ces formations avec celles d'une zone carbonifère « longeant la faille nord-pyrénéenne dans le versant français de la zone axiale » depuis le col de Menté jusqu'aux vallées de la Lorse. Les deux zones présentent en effet, en commun, la particularité de renfermer des conglomérats à fins graviers et pâte d'arkose.

L'auteur signale ailleurs (1953c) l'importance de la phase hercynienne au Westphalien.

Se fondant sur la réapparition, au Sud de la Maladetta, des facies carbonifères marins habituels, L. U. DE SITTER conclut (1953b) que le « facies marin, marginal de la chaîne n'a jamais été déposé sur la couverture centrale des Pyrénées et on n'y trouve qu'un seul bassin continental de dimensions très restreintes ».

Cet auteur cite, pour la flore du bassin en question, les déterminations génériques de R. ZEILLER (1886), mais omet les déterminations spécifiques que ce dernier a effectuées plus tard à l'intention de M. DALLONI (1910, p. 92). Il signale les découvertes de faunes « du Dinantien » à Mondette, Larbont et Saint-Antoine.

Le même auteur mentionne dans la région d'Escouloubre et de Merial, sur l'Aude, la présence de quelques galets de roches cristallines dans les poudingues à galets de lydiennes (1953b, p. 297).

Des galets de roches cristallines métamorphiques existent aussi (1953a, p. 274) à la base du Carbonifère, au Nord du Massif de Querigut et à Bellver (cf. J. ROUSSEL, *op. cit.*).

G. DELÉPINE (1953) rappelle pour les Pyrénées la mise en évidence d'une lacune de sédimentation tournaisienne, la présence du Namurien inférieur, l'existence d'un régime continental établi partout au Westphalien.

G. DELÉPINE considère comme *facies de transgression* au Dinantien dans la région considérée :

- les couches à algues telles que celles qui jalonnent le parcours de la transgression dinantienne du Cumberland à l'Ecosse;
- les lydiennes à nodules phosphatés;
- les couches rouges considérées comme formées à partir de terres rouges, recouvrant une surface continentale longtemps émergée.

Font défaut dans ces trois cas, selon l'auteur, les dépôts habituellement considérés comme les plus caractéristiques de l'avance d'une mer : les sédiments terrigènes grossiers tels que poudingues, brèches, arkoses.

Sur le Pays basque espagnol, J. GOMEZ DE LLARENA (1956) et H. SCHMIDT (1951), ont publié des études paléontologiques. A côté du Namurien daté, renfermant le gisement de magnésite d'Asturreta, il semble que la lacune stratigraphique du passage Dévonien - Carbonifère demeure à définir avec précision (GOMEZ DE LLARENA, p. 71).

Vers la haute vallée de la Ribagorza, des lydiennes vertes sont signalées dans la bande d'Aneto et de Boï, immédiatement au Sud du Massif de la Maladetta (SOLE SABARIS, FONTBOTE, MASACHS et VIRGILI, 1956, p. 173), tandis que plus au Sud, le passage du Dévonien au Carbonifère a lieu par des niveaux de calcschistes et de schistes siliceux. Le Permo-Trias n'est que faiblement discordant sur le Carbonifère de Erill Castell, alors qu'il est toujours fortement discordant sur le reste du Paléozoïque. Bien que n'ayant pas observé directement la discordance entre le Carbonifère inférieur et le Carbonifère supérieur, les auteurs considèrent celle-ci comme la manifestation de la phase orogénique hercynienne principale : celle-ci serait ainsi anté-westphalienne ou anté-stéphanienne, ou mieux, comme pour le reste des Pyrénées catalanes, relèverait de la phase *sudète*. Une phase *palatine*, de moindre importance, se placerait avant le Permo-Trias.

L. FOURNIÉ (1956) insiste sur la remarquable localisation stratigraphique des gîtes de manganèse pyrénéens, au voisinage du contact Dévonien-Dinantien, aussi bien dans les Hautes-Pyrénées (Luz, vallée d'Aure et de Louron), qu'en Haute-Garonne (région d'Argut et de Fos), en Ariège (Las Cabesses, Cazalas, Brachy) ou dans l'Aude (La Pouzanque, La Ferrière et Saint-Andrieux). Dans les Corbières, des galets de minerai ont été trouvés dans un conglomérat de la base du Dinantien (OVTRACHT, 1953, p. 54, *in* FOURNIÉ, *op. cit.*, p. 85), ce qui date la formation de ce minerai comme anté-viséenne. Enfin l'auteur a découvert, dans le minerai, des organismes qui peuvent faire penser à des Polypiers du genre *Lithostrotion*, genre déjà signalé par BRESSON (1903) à Aspin dans une série ressemblant à celle de Larbont. Ces organismes sont absents des calcaires dévoniens, et l'auteur conclut à un âge post-famennien (Tournaisien) du minerai. D'autre part, des débris de végétaux terrestres ont été trouvés dans le minerai (A. OVTRACHT, *in* FOURNIÉ).

A. OVTRACHT et L. FOURNIÉ (1956) expliquent la formation de ces gisements de manganèse par le dépôt des minerais, considéré comme consécutif à un lessivage continental. Ce lessivage a, par exemple, pour manifestation la présence de nombreux petits zircons plus ou moins roulés et d'abondants débris végétaux dans certains carbonates de la mine de La Ferrière. Le continent est celui que laisse émerger la mer lors de la lacune du Tournaisien, lacune dont la permanence paraît s'élever assez haut dans le Viséen, si l'on en juge par la proximité des lydiennes et de la faune de Mondette, actuellement rapportée au Viséen supérieur. Pour les auteurs, ce continent pourrait avoir émergé dès le Dévonien supérieur. Ils ont en effet décelé, dans les calcaires-griottes déposés à cette époque, des signes d'instabilité tectonique qui se manifestent à l'échelle de la province. « Et la silice, qui a permis le pullulement des Radiolaires et la formation des lydiennes, provient simplement de la remise en œuvre de la silice résiduelle des sols forestiers établis sur des roches riches en quartz » (p. 76).

M. DURAND DELGA et H. LARDEUX (1958) ont émis l'hypothèse que dans le « domaine pyrénéen », la sédimentation des lydiennes pouvait avoir eu lieu dès la fin du Dévonien. Ils ont suggéré que la formation pouvait représenter une série « condensée », déposée avec de nombreuses discontinuités de détail depuis le Dévonien supérieur jusqu'au début du Viséen.

RÉCAPITULATION

Cherchons à ordonner les résultats de ces travaux souvent remarquablement scrupuleux.

Tous n'ont pas reçu, semble-t-il, une égale attention et l'on peut énumérer une série de faits qui paraissent présenter plus d'intérêt qu'on ne leur en a jusqu'à présent accordé.

1. — Il y a, selon G. DELÉPINE, *lacune complète, ou presque, du Tournaisien*, sans discordance entre les lydiennes et les terrains plus anciens, qui sont toujours les calcaires griottes du Dévonien supérieur. L'auteur attribue cette lacune à une régression marine dont la cause est due à des mouvements précurseurs des plissements hercyniens (1953). Différentes manifestations de la présence de terres émergées peuvent être établies.
2. — *Les lydiennes ne constituent pas partout les premières formations du Carbonifère*. Elles manquent notamment dans la haute chaîne vers Estaubé, en différents points du versant méridional, dans la région d'Argelès (BRESSION). Elles semblent exister d'une façon sporadique dans les Pyrénées occidentales.
3. — Le Dinantien tout entier manquerait au Nord des Monts Maudits, dans l'axe de la chaîne.
4. — On peut observer, à la base du Dinantien, s'il n'y a pas de lydiennes, des niveaux gréseux, (BRESSION) ou bréchiques (KEIZER) ou encore des *schistes rougeâtres* ou grisâtres (L. BERTRAND). En outre, des formations *rouges et vertes*, principalement schisteuse, sont développées dans la série dinantienne à des niveaux plus élevés (BRESSION).
5. — Le Dinantien présente des niveaux de conglomérats et des niveaux à plantes.
6. — *L'existence d'un régime continental au Carbonifère moyen et supérieur est prouvée dans les Pyrénées centrales* par la présence de terrains d'âge westphalien moyen, à flore terrestre (DALLONI). Vers l'Ouest et vers l'Est de la chaîne, seules des formations du Stéphanien témoignent de ce régime continental.
7. — *Les observations précises quant aux rapports géométriques de ces formations continentales avec les terrains antérieurs manquent*. Chaque fois qu'une discordance a été observée, les conclusions quant à l'âge de la déformation n'ont pu être tirées en raison de la trop grande différence d'âge entre le premier terrain transgressif et le dernier terrain plissé.

En fait, des combinaisons variées de terrains discordants entre eux sont signalées depuis 1907 (1). Elles viennent d'être notées :

- le Carbonifère discordant sur le Silurien (Est de Sort, p. 86);
- le Westphalien discordant (?) sur le Dévonien (Plan des Etangs, p. 85);
- le Carbonifère supérieur discordant sur le Culm (?) (Vallée de l'Esera, p. 88);
- le Permo-Trias discordant sur le Dévonien (Nord de Villanova et Gerri, p. 88-89);

(1) Voir aussi le tableau IV, p. 96.

- le Permien concordant ou faiblement discordant sur le Carbonifère, mais toujours fortement discordant sur le reste du Paléozoïque (Erill Castell, p. 86 et 93);
 - le Permien et le Carbonifère, concordants entre eux, alors que Permo-Trias est très nettement discordant sur le Dévonien (Pays basque, p. 89);
 - le Permien moyen discordant sur le Permien inférieur (entre Saint-Girons et Foix, p. 84);
 - le Permien moyen, probablement discordant sur l'Autunien, ce dernier étant sans doute concordant avec le Carbonifère (Vallée d'Aspe, p. 91).
- Par contre, le Westphalien et le Stéphalien sont concordants à Aguiro (p. 88).

L'examen des faits acquis tant dans le domaine de la paléogéographie du Dinantien que dans celui qui concerne l'âge des mouvements orogéniques hercyniens dans les Pyrénées laisse en suspens d'importantes questions. Nous allons les énoncer :

1) Paléogéographie du Dinantien.

Les terrains dinantiens manqueraient complètement dans l'axe de la chaîne, au Nord de la Maladetta. D'autre part, une certaine irrégularité dans la nature et la distribution géographique des termes par lesquels commence la série ne peut être niée. Là où l'on n'observe pas le niveau à lydiennes, le Dinantien commence, soit par des niveaux rubéfiés, soit par des grès, soit par des conglomérats. Chacune des formations semble exclure les autres (1).

Faut-il rechercher dans la distribution de ces différentes formations le témoignage de l'existence, lors du dépôt des lydiennes, de rivages anciens et de régions émergées, à couverture végétale ou encore, à carapace latéritique ? Si les lydiennes sont par endroits *remplacées* par des formations détritiques grossières, puis ailleurs par des formations considérées comme continentales, cela n'impliquerait-il pas l'existence d'une transgression limitée aux environs de l'aire d'affleurement des formations détritiques, considérées comme des formations côtières ? Poser cette question conduit à examiner la généralité de la transgression marine admise après la lacune maintenant bien établie du Tournaisien.

2) Age des mouvements orogéniques.

Sur le Silurien, le Dévonien ou le Culm, nous trouvons, en discordance, les formations continentales du Carbonifère ou du Permien.

Deux cas, parmi ceux qui ont été observés, sont relatifs à une phase orogénique anté-west-phalienne; le laps de temps correspondant aux plissements est particulièrement court dans ces deux cas. Mais les observations ne peuvent être retenues, car des précisions importantes manquent.

Il s'agit d'abord de la discordance du Westphalien moyen du Plan des Etangs sur le Dévonien des Bains de Vénasque. M. DALLONT ne cite pas les lieux de son observation, et d'ailleurs ne la retient pas dans ses conclusions.

La discordance du Carbonifère supérieur sur le Culm des rives de l'Esera, signalée par H. SCHMIDT, relèverait de mouvements anté-west-phaliens, puisque les terrains discordants renfermeraient la flore d'Aguiro. L'extension verticale de cette flore est assez exceptionnelle par rapport à celle de tous les autres gisements des Pyrénées. Or, l'auteur ne donne ni la liste des espèces trouvées le long de l'Esera, ni la description des lieux d'observation.

(1) Voir le schéma cartographique, carte K, p. 110.

TABLEAU IV

Tableau montrant la répartition dans le temps et dans l'espace des discordances hercyniennes observées dans la chaîne pyrénéenne

	LAMARE Pays Basque	DALLONI 1950 Vallée d'Aspe	CLIN 1958 Louden-vielle	DALLONI 1910 Plan des Etangs	SCHMIDT 1931 Hte Esera (Sahun)	MISCH 1935 Haute Esera	DALLONI 1930 Erill Castell	DALLONI 1930 Aguiré	MISCH 1935 Gerri	BERTRAND 1907 vers Foix et St Giron	DALLONI 1930 Est de Sort
PERMIEN MOYEN ET SUPERIEUR											
PERMIEN INFÉRIEUR											
STEPHANIE											
WESTPHALIE											
DINANTIE											
DEVONIE											
SILURIE											
DISCORDANCE ANGULAIRE CONGLOMERATS PREDOMINANTS GRES PREDOMINANTS SCHISTES PREDOMINANTS CALCAIRES PREDOMINANTS LACUNE DE SEDIMENTATION OU D'EROSION											

Pour l'examen des autres cas, nous prendrons une comparaison imagée inspirée de celle de C. E. WEGMANN, selon laquelle l'observateur qui examine le premier terrain reposant en discordance sur une série plissée se trouve dans la situation du juge à l'arrivée d'une course; il voit le vainqueur, mais ignore les péripéties de la compétition bien que celle-ci ait duré beaucoup plus longtemps que l'arrivée elle-même (1948, p. 96).

Toutes les autres discordances nettes correspondent à des laps de temps entre le dépôt du terrain recouvert et celui du premier terrain discordant, plus longs que dans les deux cas précédents. Le premier terrain discordant est, sauf dans un cas, (à l'Est de Sort), le Permo-Trias, et le dernier terrain recouvert est le Dévonien. A l'Est de Sort, le Carbonifère est discordant sur le Silurien (tableau IV).

On peut donc dire que, dans les Pyrénées, les « péripéties de la course » peuvent avoir eu lieu :

1. — entre le Silurien et le Carbonifère;
2. — entre le Dévonien et le Permo-Trias.

On conçoit dès lors que les opinions soient partagées. Quelques rares auteurs mentionnent, comme phase principale, la phase sudète (p. 91 et 93); d'autres, plus nombreux, la phase asturienne, le Carbonifère daté étant le plus souvent du Stéphanien.

Quant à la phase saalienne, elle est considérée comme mineure, en raison de la quasi-concordance du Permien sur le Carbonifère.

Aux questions ainsi posées, le présent travail apporte les éléments de réponse qui vont être maintenant exposés.

B. — DISTRIBUTION GÉOGRAPHIQUE DES TERRAINS PERMO-CARBONIFÈRES DANS LA RÉGION ÉTUDIÉE

Les terrains carbonifères ont été principalement examinés selon une bande nord-sud limitée par les méridiens de la Neste de Louron et de la Vallée d'Oô. Bien que les synclinaux où sont conservés ces terrains soient de superficie restreinte, ils permettent l'étude de la base du Dinantien, d'une part, et du Houiller transgressif et discordant, d'autre part.

1°) Au Nord du col de Peyresourde (fig. 8), plusieurs synclinaux de Dinantien se manifestent dans la topographie par des croupes régulièrement arrondies et successives le long de la crête de Pouylouby. Ce sont, successivement :

un petit synclinal au Nord de la première croupe qui supporte un pluviomètre (sommet de Lampet)

un synclinal sur la croupe suivante (Pic Arrouy)

un vaste synclinal occupant la grande croupe de Pouylouby

2°) Au Sud du col de Peyresourde, des plis pincés, à flancs redressés et affectés de plissements, occupent les pentes nord du sommet 2 031. Puis, un vaste synclinal, occupé en partie par les terrains westphaliens, s'ouvre entre ce sommet et le cap de Pales (2 241).

La carte au 1/50 000 donne une idée de la répartition complexe de ces plis dont l'étude de détail relève d'une autre échelle d'observation.

Tous ces plis, à l'exception du dernier, font apparaître les lydiennes, et, pour la plupart, le gîte de manganèse.

Des formations permo-triasiques ont été trouvées dans la région cartographiée, dans la haute vallée de la Gélà, notamment au port de Barroude. Ce sont des affleurements d'argilites et d'arkoses faisant partie des bandes méridionales de la zone axiale pyrénéenne. Un affleurement nouveau de brèche a été découvert sur le témoin de la plate-forme structurale anté-campanienne situé entre le pic d'Estos (2 803 m), le pic Sarrouyès (2 664 m) et le pic de Parraouis (2 934 m) dans la haute vallée de Louron.

C. — DESCRIPTION DES DIFFÉRENTS TERMES

Les sédiments carbonifères sont essentiellement constitués par des lydiennes et des calcaires, en niveaux minces, sur lesquels repose une masse importante de schistes et de grès. Examinons ces formations à partir de la base de la série.

Les *lydiennes*, jaspes à Radiolaires relativement argileux pigmentés par des matières charbonneuses (L. CAYEUX, 1929), sont de couleur variable : souvent noires ou blanches, elles peuvent être rougeâtres ou même verdâtres. Des variations comparables ont été observées par A. BRESSON (1903, p. 111) à Vielle-Aure, et par J. KEISER (1953, p. 237), au Nord du Massif de l'Arize. Néanmoins, la finesse caractéristique de leur grain, entraînant la cassure lisse à angles vifs, et la présence de veinules de quartz planes et entrecroisées en tous sens, en rendent l'identification aisée.

Des restes indéterminables d'*Orthoceras* y ont été trouvés. Au microscope, les Radiolaires se présentent souvent sous l'aspect de taches ou de couronnes faites de minuscules grains de quartz.

A l'échelle de l'affleurement, c'est le découpage des bancs, selon des surfaces planes grossièrement perpendiculaires à la stratification, qui attirera l'attention. Les bancs ont une épaisseur variable. Souvent, plusieurs lits de quelques centimètres, juxtaposés, forment un banc. Ailleurs, ces lits sont séparés par des schistes. L'épaisseur apparente de l'ensemble peut varier par redoublement local suivi de laminage, ainsi qu'on peut l'observer dans les plis pincés du Sud du col de Peyresourde, et notamment dans les exploitations de manganèse, maintenant abandonnées, situées au-dessus de la route du refuge de Balesta; nous reviendrons sur cette aptitude particulière des lydiens au plissement. L'épaisseur totale du niveau de *lydiennes* est de l'ordre de quelques mètres.

Notons enfin que les *lydiennes* sont accompagnées presque toujours, vers le col de Peyresourde, des minerais de manganèse. Le niveau n'a livré que de très rares nodules phosphatés, uniquement dans la bande située entre Labach de Cazaux et Oô. La présence de l'une des substances exclut-elle celle de l'autre ? La question mériterait examen.

Les *calcaires à accidents siliceux* font suite, en général, aux *lydiennes*. Ils sont de teinte claire, bleuâtre ou grisâtre, à grain fin et exempts de nodules griotteux. Leur épaisseur est de un ou plusieurs mètres. On y observe des intercalations siliceuses qui ne sont, en fait, que des *lydiennes* formant des lentilles de quelques centimètres d'épaisseur, noyées dans le calcaire. La répartition est capricieuse, certains affleurements ne présentant pas d'« accidents siliceux ». Cependant, il n'y a pas un passage progressif du niveau des *lydiennes* au niveau calcaire par variation continue des proportions relatives des deux formations, mais un contact net.

Remarquons que J. BERGERON (1899), signale au sommet de l'horizon à *lydiennes*, la fragmentation en véritables lentilles allongées, puis en nodules à structure zonée, des lits siliceux.

Au Sud du col de Peyresourde, les accidents siliceux sont affectés de plissements capricieux, qui vont de pair avec une extrême fissuration des lits. On les observe particulièrement bien le long du sentier qui prolonge la route de Balesta. Ces plissements pourraient être liés aux plis laminés que l'on peut constater dans le niveau calcaire lui-même. Une photographie de la formation telle qu'elle affleure en cet endroit a été donnée par H. PÉLISSONNIER (1956).

Les *schistes « émeraude »* doivent leur heureuse dénomination à J. P. DESTOMBES. Leur couleur est, en effet, nettement plus vive que celle des niveaux schisto-gréseux verts qui leur sont normalement superposés. Ils sont par ailleurs associés à des schistes rouges lie-de-vin. Ce sont des schistes ardoisiers, à grain très fin, pouvant renfermer encore des accidents siliceux à aspects noduleux (Cap de Hount-Nère). On les trouve, soit en interstratification dans les calcaires, éventuellement au contact des *lydiennes*, soit plus généralement au-dessus des calcaires.

Au microscope, on constate la présence d'une phase argileuse opaque et de minuscules grains de quartz dispersés dans cette phase.

Une analyse spectrographique aux rayons X, exécutée sur un échantillon de teinte lie-de-vin, prélevé au lieu-dit « Les Courbets », a montré que la phase phylliteuse était composée d'illite et de chlorite, dans la proportion de 70 à 30 % (Inst. de Géologie de Strasbourg).

L'épaisseur de la formation semble varier de quelques mètres à quelques dizaines de mètres. Il s'agit, en quelque sorte, d'une variation de coloration de la base de la série schisto-gréseuse. Au Sud du col de Peyresourde, on observe d'ailleurs l'alternance des schistes émeraude et des schistes lie-de-vin, opposition de couleurs qui peut même encore se manifester le long des fissures d'un simple échantillon.

A. BRESSON (1903), a vu les mêmes schistes, dans la même position stratigraphique, et variant beaucoup d'épaisseur, au quartier de Campusterle en vallée d'Aure (p. 111), ainsi qu'au pont Napoléon, près de Luz (p. 95).

Les niveaux schisto-gréseux superposés à ces schistes vert émeraude et rouge lie-de-vin, sont représentés par une puissante série, schisteuse à la base, comportant plus haut des niveaux gréseux. Les schistes de base sont verdâtres à vert clair, rarement noirs, ardoisiers ou argileux. Leur épaisseur est de plusieurs centaines de mètres. Ils ont été exploités, dans la vallée de Larboust, à Labach de Cazaux et dans les croupes au Sud de Gouaux, ainsi que dans la vallée de Louron, à Génost, où les carrières sont ouvertes dans un verrou glaciaire barrant la vallée.

Les grès et quartzites interstratifiés à la partie supérieure de la série schisteuse sont d'une teinte jaunâtre en surface, gris-verdâtre dans la masse. Leur grain est fin et ils sont psammitiques. On peut y observer des traces de stratification entrecroisée et des débris de plantes indéterminables.

Des *grès verts* en bancs de 10 à 50 cm d'épaisseur, séparés par des passées de schistes ardoisiers verts ou noirs, souvent psammitiques, couronnent la série carbonifère. Leur épaisseur, certainement considérable, ne peut être chiffrée avec certitude car ces terrains sont les plus élevés de la série conservée en position synclinale et leur limite supérieure est inconnue.

Les schistes sont ardoisiers, et en tous points comparables à ceux des niveaux inférieurs précédemment décrits. Leur schistosité est, en général, parallèle aux limites des bancs de grès, donc à la stratification.

Les grès, de teinte vert foncé dans la masse, peuvent être verdâtres, bruns ou jaunâtres en surface. Leurs éléments, assez gros, d'un diamètre variant entre 1 et 3/10 mm, sont, sauf exception (photo 3, pl. II), des grains arrondis et probablement roulés. Ces grès sont rarement micacés. Une schistosité de fracture (FOURMARIER, 1951), dont l'orientation peut différer de celle des limites des bancs, peut les affecter. Enfin, ils sont parcourus par une infinité de filonets de quartz laiteux qui s'entrecroisent en tous sens. Ces filonets, à peu près plans, sont d'épaisseur variable. Certains, orientés selon la schistosité, sont très minces (photos 1 et 2, pl. II).

Le Permo-Trias affleure sous forme de brèches grossières, d'arkoses ou d'argilites. Ces dernières ressemblent de façon frappante aux schistes émeraude et lie-de-vin du Dinantien, qui paraissent simplement plus indurés.

D. — ATTRIBUTIONS STRATIGRAPHIQUES

Une absence presque totale de fossiles caractérise les terrains situés au Sud du parallèle du col de Peyresourde, sans doute à cause du laminage des schistes et de la mobilité de flux des calcaires (p. 193).

L'analogie avec d'autres séries décrites dans la région, dans l'ensemble de la chaîne et même au-delà, est telle que les attributions stratigraphiques ne peuvent cependant prêter à discussion.

Le calcaire à accidents siliceux est manifestement l'équivalent du « Calcaire à Colonnes » de DE ROUVILLE (1892, p. 59), du « Calcaire de Faugères » de R. BÖHM (1935a, p. 121) et du « Calcaire d'Hardbach-Breitscheid » (Nassau) cité par H. SCHMIDT (1931, p. 58 et trad. p. 165). L'âge viséen de ces niveaux a été établi.

Les schistes verts et rouges n'ont nulle part livré de faune caractéristique.

Quant aux schistes verts de Génost et de Labach, et aux schistes terreux de Pouyaué, ils sont l'équivalent des schistes à *Nereites* et *Oldhamia*, de Bourg d'Oueil et de Larbont. Un exemplaire de *Oldhamia* sp. a été retrouvé à Bourg d'Oueil (planche XXVI, photo 4), et identifié par comparaison à la figuration donnée par BARROIS (1888) de *Oldhamia Hovelacquei*, nov. sp., fossile trouvé à Jurvielle.

Les grès verts avec schistes verts et noirs interstratifiés sont assimilables au *Houiller continental* du Plan des Etangs dont ils présentent tous les caractères. Cette dernière localité a été visitée et il ne peut y avoir de doute sur l'identité des formations qui répondent, l'une comme l'autre, à la description donnée par DALLONI (1910, p. 92) à propos du rio d'Escarra.

La relative proximité de l'affleurement du Plan des Etangs, qui n'est séparé de la région étudiée que par la crête granitique des Gourgs Blancs-Perdighero (Massif du Lys-Caillaouas), permet d'attribuer, sans hésitation, un âge westphalien à cette formation.

E. — DESCRIPTION RÉGIONALE

1) Région située au Nord du col de Peyresourde.

La carte géologique au 1/80 000, feuille de Bagnères-de-Luchon, 1^{re} et 2^e éd., figure un anticlinal, à cœur de schistes du Dévonien inférieur et à flancs de griottes, constituant le sommet de Lampet et le cap de Hount-Nère. Les lydiennes ne sont figurées qu'à Jurvielle, où l'on peut d'ailleurs facilement les observer.

De minuscules synclinaux se succèdent sur la crête conduisant au sommet de Pouylouby. On trouvera ci-dessous la description des assises qui les composent.

a) *Synclinal du sommet de Lampet.*

Les griottes dévoniennes affleurent sur les derniers mètres au Sud de ce sommet. Puis, on relève la succession suivante selon la ligne de crête, en allant vers le Nord :

1	lydiennes	quelques mètres
	végétation	10 m
2	calcaire	1 m
	végétation	8 m
3	schistes émeraude	1 m
	schistes rouges	10 m
4	végétation et petits affleurements verts	20 m
5	calcschistes	1 m
	schistes verts	50 cm
6	calcaire à lits siliceux blancs	2 m
7	lydiennes d'abord schisteuses	quelques mètres
	végétation	5 m
8	calcaire griotte	10 m
	schistes terreux	200 m

Les schistes terreux, appartenant au Dévonien comme les griottes, forment la dépression entre le sommet de Lampet et le Pouy Arrouy.

Sur les deux versants de la croupe où a été relevée cette succession, et notamment à l'Est, on peut observer les lydiennes redressées à la verticale sur les deux flancs du pli. Une ancienne exploitation de manganèse est située à 250 m au-dessous du sommet de la croupe. La cartographie montre que ce synclinal est nettement pincé (fig. 8).

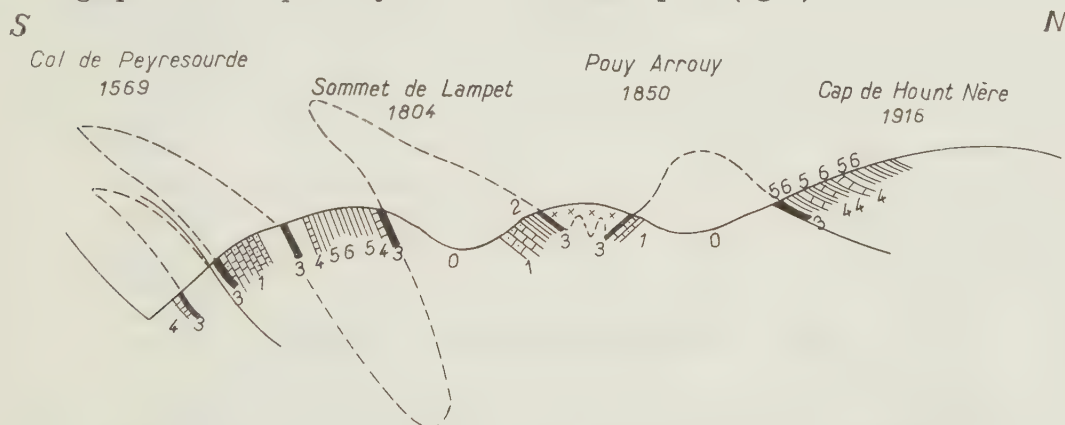


FIG. 8. — Coupe schématique des plis situés au Sud du col de Peyresourde.

- x : Schistes, stériles, et traces de minéral de manganèse.
- 6 : Schistes verts et schistes terreux (facies de Larbont).
- 5 : Schistes émeraude et lie-de-vin.
- 4 : Calcaires avec ou sans accidents siliceux.
- 3 : Lydiennes.
- 2 : Schistes terreux ferrugineux.
- 1 : Calcaires griottes dévoniens.
- 0 : Schistes dévoniens noirs ou terreux.

Notons que la description de ces lieux a été donnée déjà par LEYMERIE, à propos de l'étage dévonien (1881, p. 289 et pl. V, fig. 1) : cet auteur n'avait pas, en effet, reconnu l'existence du Carbonifère. Il avait cependant observé les calcaires et sans doute aussi les lydiennes, décrites comme « filons de quartz », ainsi que des schistes rouges et verts apparaissant sur le flanc est de la montagne située entre le col et Gouaux.

b) *Synclinal de Pouy Arrouy.*

La succession des formations au Nord des schistes dévoniens ci-dessus mentionnés, comporte :

Griottes	5 m
Schistes terreux ferrugineux passant insensiblement aux lydiennes	1 m
Lydiennes. Minéralisation	10 m
(Ici se situe une ancienne recherche de manganèse).	
Calcaire et griottes, schistes terreux	qq. mètres

Le versant est de la croupe montre un synclinal beaucoup plus ouvert que le précédent, avec cependant des plissements secondaires.

c) *Synclinal du cap de Hount-Nère.*

Après le passage d'un petit col déterminé par la présence de schistes terreux dévoniens, on observe le long de la croupe Peyresourde-Pouyloubu la coupe suivante :

Schistes et quartzites verts	8 m
Lydiennes noires, schistes rouges et vert émeraude interstratifiés, lydiennes de même couleur	qq. mètres
Végétation	8 m
Calcaires avec lits siliceux	0,50 m
Schistes verts	0,50 m
Calcaires	2,50 m
Argiles rouges	0,10 m
Argiles vertes	0,40 m
Argiles rouges	0,40 m
Calcaires	1 m
Argiles rouges	0,50 m
Calcaire	1 m
Argilites rouges et vertes renfermant des lits de griottes. Petits plis	1,50 m
Argiles rouges	4 m
Schistes vert émeraude	50 m

Le cœur du pli est constitué par des schistes noirs, gris et verts du Dinantien.

Le flanc nord du synclinal présente une succession comparable; en revanche, au Nord du col de la Porte de Lis, déterminé par les schistes terreux dévoniens, on observe griottes et lydiennes sans schistes émeraude ou lie-de-vin.

d) *Synclinal du Pouyaué.*

Les deux formations sont redressées et le demeurent lorsqu'on descend vers Mont, à l'Ouest, et vers Jurvielle, à l'Est. Nous entrons là dans le vaste synclinal Carbonifère du Pouyloubu-Pouyaué mentionné par la carte géologique au 1/80 000.

A Jurvielle, les lydiennes sont accompagnées de schistes rouges et verts.

Il faut atteindre Les Costes (sommet 2 054), à deux kilomètres au Nord, pour quitter une série de schistes gris-verdâtre du Dinantien, dont l'épaisseur est vraisemblablement multipliée par le jeu de plis serrés ou d'écaillés tectoniques, comme c'est le cas au cap du Pré de Rouquet, situé à moins de deux kilomètres à l'Est.

Sur la crête, on rencontre les grès verts à patine brune et à éléments roulés, en bancs de quelques décimètres, parcourus par de multiples filons de quartz, de facies identique à celui du Houiller du Plan des Etangs. Dans les éboulis menant au vallon de la cabane de Conques, a été trouvée une dalle de 3 cm d'épaisseur constituée par un conglomérat à petits éléments siliceux roulés, de teinte grise ou brune, de 2 mm de diamètre environ. Il est probable que ce conglomérat, dont l'affleurement originel n'a pu être retrouvé, est lié aux grès à éléments roulés du Houiller. Les affleurements forment des escarpements ruiniformes qui s'étendent vers le NW du sommet des Costes.

Les contours de cette formation gréseuse n'ont pas pu être partout délimités avec précision. La cartographie suggère l'hypothèse d'un repos anormal, d'origine tectonique, ou encore par discordance stratigraphique, sur les lydiennes et le Dinantien du cap du Pré de Rouquet. Il s'agit peut-être aussi du niveau du Fréchet d'Aure.

e) *Synclinaux du cap du Pré de Rouquet.*

Sur la croupe entre les Courbets et le cap du Pré de Rouquet, à deux kilomètres à l'Est de la crête du Pouyaué, moins élevée de 200 à 400 m, on peut suivre la série suivante : au lieu-dit Les Courbets, les griottes du Dévonien supérieur sont rouges, sur 1 m d'épaisseur environ, pour devenir normalement blanches vers le Sud sur plusieurs centaines de mètres. A 100 m du point coté 1 858, apparaît une série de bancs de lydiennes très fragmentés. On traverse ensuite :

Calcaire à accidents siliceux	1 m
Schistes rouges	1 m
Schistes verts	qq. mètres
Calcschistes	qq. mètres
Schistes rouges	5 m
Schistes verts passant rapidement à schistes terreux grisâtres	200 m

Dans ces schistes dinantiens, la stratification est apparente dans les bancs soumis aux effets de l'érosion, effets qui se traduisent par la mise en relief de certains bancs, bien qu'aucune différence de nature lithologique ne soit décelable à l'œil nu (photo 4, pl. XXVII).

Le synclinal dinantien se ferme par une série de schistes rouges, des calcaires à accidents siliceux et des lydiennes, formant le cap du Pré de Rouquet (point coté 1 773).

Deux autres plis synclinaux conservant le Dinantien existent immédiatement au Sud. Il est probable que ces plis s'ouvrent vers l'Ouest. Sur la crête de Pouyaué, à une cote supérieure de 200 à 400 m, la base du Carbonifère n'est plus représentée. Cette crête montre une épaisse série de schistes gris brun plus ou moins argileux.

Rappelons que c'est entre ces deux croupes, dans le ravin de Montmédan, situé sous le sommet de Pouyaué, que furent recueillies les empreintes de *Oldhamia*, attribuées pour la première fois au Carbonifère par Ch. BARROIS (1888), et retrouvées en de nombreux points par J. CARALP, dans la vallée de Larboust et la vallée d'Oueil (1891).

2) Région située au Sud du col de Peyresourde.

Un ensemble de plis serrés occupe les croupes situées au Sud du col. On observe les lydiennes en plusieurs niveaux voisins les uns des autres, niveaux qui sont affectés de plissements isoclinaux. Le minerai de manganèse, qui occupait les têtes anticlinales de ces plis, dans les mines du ruisseau de Balesta (versant ouest), a été exploité.

Une route, sur ce versant, dessert les pentes autour du « refuge de l'Auroise », ou de Balesta (point coté 1 695). Cette route est prolongée par un sentier à flanc de montagne, qui part d'un transformateur récemment construit. Les pentes situées au-dessus de l'extrémité de la route montrent plusieurs galeries de recherche de minerai de manganèse, maintenant abandonnées. Quelques dizaines de mètres au Sud, l'entaille faite par le sentier dans la pente permet d'observer une série redressée à fort pendage vers le Nord. Ce sont :

- des calcaires à accidents siliceux, violemment plissotés ainsi qu'en témoignent les lits et lentilles siliceux parcourus par de multiples fissures (cf. H. PÉLISSONNIER, 1956);
- des schistes émeraude;
- des lydiennes affectées de plissements qui en augmentent l'épaisseur apparente;
- des calcaires griottes bleuâtres à patine brune ayant subi un laminage tectonique et affleurant seulement sur quelques mètres. C'est l'affleurement le plus méridional des calcaires griottes dans la région étudiée.

La tectonique de cette croupe est complexe. Les lydiennes, marquant la limite Dévonien-Carbonifère, décrivent plusieurs plis anticlinaux et synclinaux très serrés, ainsi que les formations qui leur sont voisines. C'est ainsi que dans la coupe précédente, on peut discerner dans les griottes, par l'examen des lits mis en évidence par l'érosion karstique, un repli anticlinal pincé. Si l'on suit l'affleurement vers le haut, en direction du cap de la Pène de Soulit (2 031 m), on ne distingue plus qu'une bande calcaire paraissant interstratifiée dans les schistes sus et sous-jacents. Ainsi les plis sont-ils rendus méconnaissables dans cette formation par le laminage.

Vers le Sud, on rencontre, faisant suite aux griottes, des schistes et quartzites noirs du Dévonien. On ne retrouve les schistes verts à facies de Larbont qu'à quelques centaines de mètres au-delà du cap de la Pène de Soulit, après avoir franchi une faille qui les met en contact, au Nord, avec ces schistes et quartzites noirs. Les schistes dinantiens sont ardoisiers, de teinte vert clair, et couvrent les pentes vers l'Est jusqu'au bois de Bédourède. Dans le vallon à l'Est du cap des Agudes (2 058 m), on rencontre, en éboulis, des dalles de calcaire bleu à patine brune, ne présentant pas le facies griotte, et des échantillons de schistes émeraude.

Les mêmes schistes, exploités dans les ardoisières de Génost, forment les pentes exposées à l'Ouest, entre Germ et Loudenvielle. Cependant, les dépôts de pentes et les formations morainiques n'en rendent pas l'observation aisée. Vers le Sud, plusieurs sentiers à flanc de coteau parcourent la pente située aux confins de la vallée de Louron et du val d'Aube. Mais sur ces pentes, au flanc sud du synclinal, on n'observe pas la succession habituelle des schistes émeraude et rouges, des calcaires à accidents siliceux et des lydiennes. En effet, dans les éboulis voisins de la conduite forcée de la Centrale de Loudenvielle, ainsi que sur le chemin à flanc de coteau qui surplombe la chambre d'équilibre, on ne recueille que des échantillons de schiste émeraude. Plus au Sud, en suivant ce dernier chemin, on rencontre un épais niveau détritique, constitué de schistes grossiers à lits d'arkose et renfermant des galets. L'épaisseur des lits d'arkose varie de quelques centimètres à quelques décimètres. On trouve, en outre,

répartis dans toute la masse du schiste, des fragments de cette arkose, étirés et de forme glanduleuse. Des galets d'arkose, de grès et plus rarement de roches cristallines, sont disséminés dans la formation. Enfin, on observe, au milieu de la série, une passée calcaire de 10 cm d'épaisseur, suivie de quelques mètres de calcschistes et de schistes bleus à nodules calcaires passant à nouveau vers le Sud à l'ensemble détritique (photos 3, 4, 5, pl. II).

Des schistes bleus à patine rouille font suite à ces formations sur plus de 200 m. Deux intercalations calcaires peuvent encore être observées le long du même chemin. La coupe se termine par des schistes noirs et des quartzites dévoniens.

Ces formations affleurent encore sur les pentes est et ouest de la crête entre les Agudes et le cap de Pales. En particulier, on rencontre sur les pentes ouest qui dominent la Centrale, vers le Pla de Lasset, à environ 500 m au-dessus de la coupe précédente, les schistes émeraude, épais de plusieurs mètres à l'affleurement, reposant en concordance sur le niveau détritique précédent. En marchant vers le Sud, on descend la série et on observe sous le niveau détritique des schistes ardoisiers ou terreux, noirs, renfermant quelques passées calcaires, avant d'atteindre les différents niveaux-repères caractéristiques du Dévonien et notamment la « Dalle » décrite au chapitre précédent.

Si l'on compare la succession ci-dessus à la coupe classique, celle qui a été établie plus au Nord (p. 98-99), on y constate l'absence des griottes dévoniennes précédemment signalée, et celle des lydiennes dinantiennes. D'autres termes, d'identification moins aisée, peuvent encore manquer. C'est le niveau détritique que l'on rencontre en leur lieu et place. Les interprétations paléogéographiques que l'on peut tirer de cette observation seront examinées plus loin.

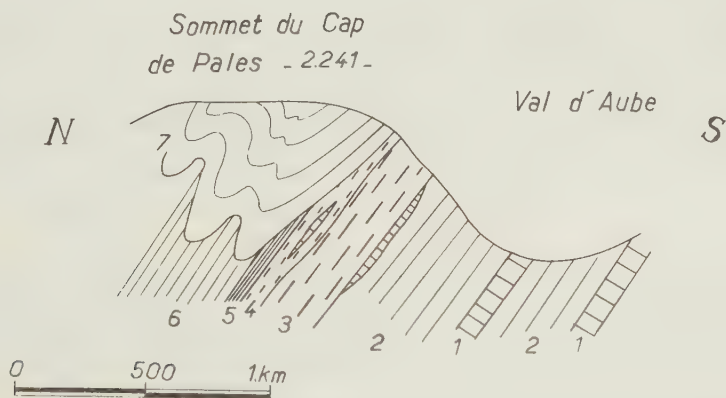


FIG. 9. — Schéma de la succession stratigraphique et de la discordance observées aux confins de la vallée de Louron et du val d'Aube.

1. — Calcaires en lits continus du Dévonien (niveau du Mail de l'Orp et des granges de Palenque).
2. — Schistes noirs et psammitiques du Dévonien.
3. — Calcaire en lits minces et discontinus du Dévonien.
4. — Grès, arkoses et conglomérats dinantiens avec lits calcaires subordonnés.
5. — Schistes émeraude.
6. — Schistes ardoisiers de Génost (facies de Larbont).
7. — Grès verts westphaliens à éléments roulés.

Sur la crête entre les Agudes et le cap de Pales, on observe, contrairement à toute attente, les grès verts et les schistes verts et noirs du Houiller, occupant toute la crête. Très redressés, les sédiments houillers forment notamment les deux « gendarmes » déchiquetés nommés

« les Agudes » à l'emplacement où la carte géologique au 1/80 000 figure, par suite d'une attribution erronée reposant vraisemblablement sur la seule analyse géomorphologique, une terminaison périclinale de calcaire dévonien.

Le sommet du cap de Pales en est encore formé. On ne quitte la formation qu'à une centaine de mètres vers le Sud, non pour pénétrer dans le domaine des schistes verts de Larbont, mais dans une série de schistes foncés bleuâtres, que l'on ne peut attribuer qu'au Dévonien. Deux niveaux calcaires, déjà cités, très redressés, de 3 m d'épaisseur chacun environ, sont visibles sur la crête. Au Sud, au contact du calcaire, ce sont de nouveau des grès verts que l'on rencontre. Ils forment le sommet de Pène Nère (2 274 m).

Nous avons vérifié l'absence de contact anormal d'origine tectonique entre la formation gréseuse des Agudes-cap de Pales et le Dévonien sous-jacent. Quant à la formation gréseuse de Pène Nère, sa présence en superposition sur le Dévonien est insolite et, mise à part sa limite nord (Tectonique, p. 213), ses contacts avec les formations sous-jacentes ne peuvent avoir une origine tectonique. Par ailleurs, la cartographie montre la disparition du conglomérat dinantien, observé sur les pentes ouest, sous la formation gréseuse houillère.

Les contours de la carte au 1/50 000 mettent en évidence la nature stratigraphique du repos anormal du Houiller sur le Dévonien. Il s'agit manifestement d'une discordance, dont l'amplitude est facile à repérer dans les pentes au-dessus de la Centrale de Loudenvielle (fig. 9).

Si on ne peut qualifier ces grès de transgressifs, puisqu'il s'agit d'une formation continentale, il n'en reste pas moins que ces terrains reposent en discordance sur les différents termes plus anciens de la série locale, à savoir le Dinantien et le Dévonien.

Le Carbonifère affleure à l'Est de la vallée d'Oô, sur la croupe orientée N-S, passant par le cap des Arjoulents, le Tuc Salavané et le sommet de la Coume de Bourg. On observe notamment les lydiennes le long du sentier montant au Sud du village d'Oô vers les anciennes ardoisières, ainsi qu'au sommet de la croupe, au Nord du col de la Coume (1 470 m), où elles sont très claires. Au col même, à quelques pas vers le Sud, affleurent des calcaires où l'on

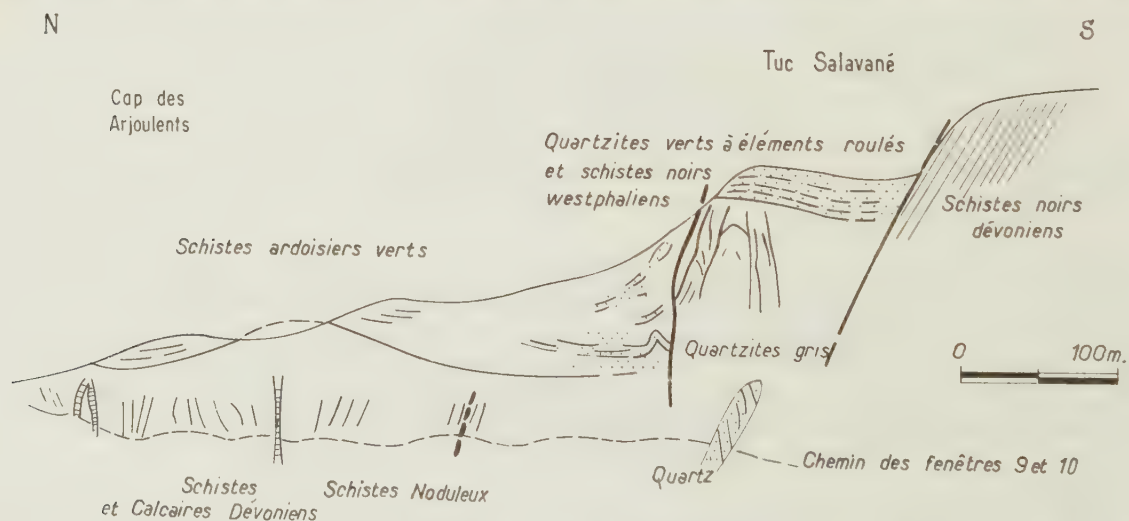


FIG. 10. — Coupe schématisée de la crête passant par le cap des Arjoulents (1 481 m) et le Tuc Salavané (1 820 m), figurant les principaux affleurements qui permettent de mettre en évidence la discordance des grès verts westphaliens du Tuc Salavané sur les schistes noduleux, les calcaires et les quartzites dévoniens.

n'observe pas d'accidents siliceux. Plus au Sud, les pentes sont formées d'ardoises vertes à facies de Larbont. Quant au Tuc Salavané et aux pentes qui en partent vers le Nord-Est, elles sont constituées de grès verts et de schistes verts et noirs du Houiller, de pendage est, de 20 à 30°, de direction N 20° E à N 50° E.

Dans les pentes situées à l'Ouest de la croupe, notamment sous le Tuc Salavané, affleurent au contraire les schistes à nodules et les quartzites sombres du Dévonien, ainsi que les calcaires des granges de Palenque qui en soulignent la direction N 90° E et la verticalité. Ces formations font suite, vers le Sud, aux ardoises vertes à facies de Larbont sans que l'on observe de lydiennes, ainsi que le montre la coupe relevée le long du chemin desservant les fenêtres 9 et 10 de la galerie hydro-électrique du lac d'Oô (p. 73). Une discordance angulaire entre le Houiller et le Dévonien peut donc être observée ici aussi avec toute l'évidence souhaitable (fig. 10).

Au Sud, les quartzites verts, horizontaux, buttent visiblement par faille contre les schistes noirs dévoniens, au petit col situé au-delà du Tuc Salavané.

F. — RÉCAPITULATION DES OBSERVATIONS

a) *Dinantien.*

La présence et la continuité vers le Nord des lydiennes a été reconnue, depuis le bord nord du synclinal le plus méridional, c'est-à-dire, depuis une ligne cap des Arjoulents-Balesta-col de Peyrefite. On trouve régulièrement au-dessus les calcaires à accidents siliceux et les schistes émeraude et rouges. Il est permis de considérer comme important le fait que les schistes verts et rouges aient été observés par A. BRESSON dans la même région et vers l'Ouest, mais que cet auteur ne les signale pas dans les synclinaux d'Arreau et de Cadéac. On connaît la minutie de ses observations et il est permis de conclure sans hésitation à l'absence de ces formations vivement colorées dans les synclinaux en question.

L'utilisation de ce niveau comme repère a permis d'établir, au cours du présent travail, l'absence des lydiennes et des calcaires griottes sur le bord sud du synclinal le plus méridional, au Sud de la ligne cap des Arjoulents-Balesta-col de Peyrefite. Ces formations devraient normalement affleurer en particulier au-dessus de la Centrale de Loudenvielle, sur le versant nord du val d'Aube et sur le versant ouest du Tuc Salavané, au contact du Dévonien et du Dinantien.

Nous croyons devoir interpréter la présence d'une formation détritique, porteuse de galets et relativement riche en éléments quartzofeldspathiques, immédiatement sous-jacente aux schistes émeraude et rouges (qui sont ici, émeraude), comme un équivalent latéral des premières formations du Dinantien, les lydiennes et les calcaires à accidents siliceux.

Dans cette interprétation, le calcaire très mince et les calcschistes rencontrés en liaison avec la formation détritique, évidemment exempts d'accidents siliceux, peuvent être considérés comme des formations équivalentes des calcaires à accidents siliceux. Notons que, dans la partie la plus méridionale de la région étudiée, la seule possibilité de distinction entre les niveaux calcaires minces du Dévonien réside, nous l'avons vu, dans le fait que ces calcaires soient ou non des griottes. Il en est de même des niveaux carbonifères lorsque manque le repère des accidents siliceux. On ne peut donc faire de distinction que par la cartographie.

L'interprétation qui placerait, par passage latéral de facies, la formation détritique au sommet du Dévonien, ferait du mince niveau calcaire et des calcschistes qui lui sont liés, l'équivalent des griottes. Elle supposerait d'autre part que la lacune du Tournaisien persistait vers le Sud au moment du dépôt des lydiennes, bien que les matériaux détritiques se soient déposés non pas à la base des premiers terrains transgressifs, mais au sommet des derniers terrains précédant la lacune.

b) Houiller.

Les grès verts, avec schistes verts et noirs intercalés, que nous assimilons au Westphalien par analogie de facies avec les grès et schistes du Plan des Etangs et d'Escarra, sont discordants sur les terrains de la base du Dinantien, et sur le Dévonien. Les schistes verts a facies de Larbont font partie du substratum ainsi recouvert.

G. — CONCLUSIONS

Les faits les plus importants qui peuvent être établis dans les montagnes situées au Nord et au Sud du col de Peyresourde sont les suivants (fig. 11) :

- passage latéral des lydiennes à un niveau détritique à galets et lits quartzo-feldspathiques, bordant vers le Sud la première formation
- présence de schistes versicolores, selon une bande large de quelques kilomètres, parallèle à l'axe de la chaîne, et passant par le col de Peyresourde
- discordance du Westphalien sur les terrains de la base du Carbonifère (terrains que l'on considère généralement comme étant d'âge viséen inférieur).

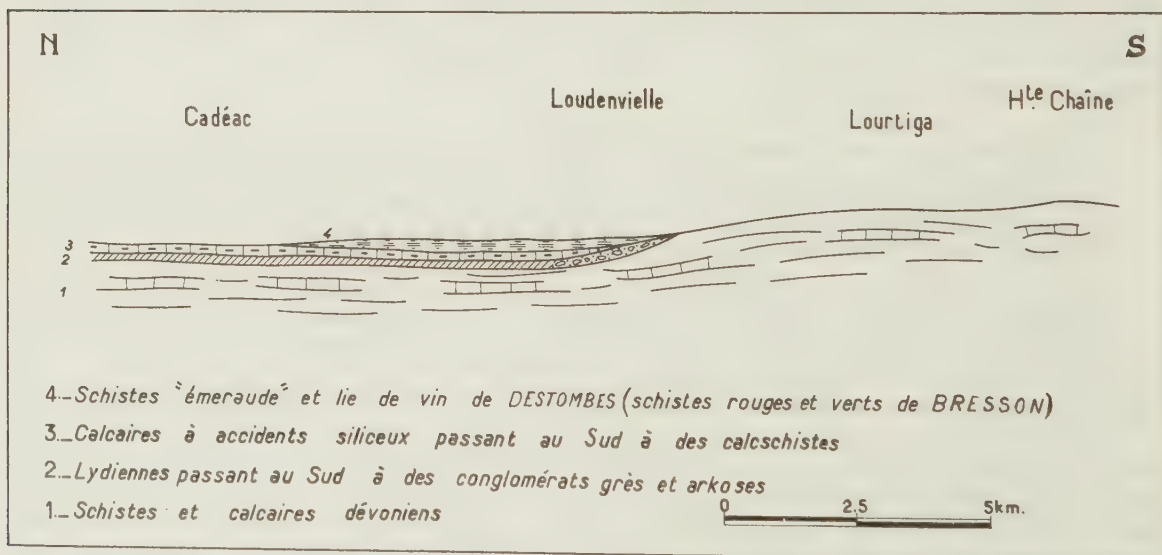


FIG. 11. — Schéma des relations stratigraphiques entre les terrains déposés au début du Carbonifère dans la région correspondant au versant nord de la zone primaire axiale.

A la lumière de ces faits nouveaux, on peut tenter d'apporter quelques précisions aux problèmes paléogéographiques posés par la lacune du Tournaisien d'une part, et sur la question de l'âge des déformations paroxysmales hercyniennes, d'autre part.

1) Paléogéographie du Dinantien.

A la fin de l'examen historique, a été posée la question de l'existence de régions émergées et des contours des rivages anciens, dans certaines parties de la chaîne, à l'époque du dépôt des lydiennes. Cette éventualité est suggérée par la distribution géographique des formations par lesquelles débute le Dinantien. Les observations citées dans l'examen historique, et celles relatives au présent travail ont été réunies en un schéma cartographique de la zone axiale pyrénéenne (carte K). Ce schéma met en évidence l'absence des lydiennes et de formations détritiques au passage du Dévonien au Dinantien dans une aire correspondant aux plus hauts massifs actuels des Pyrénées centrales. Les facies détritiques n'ont été signalés qu'à la périphérie de cette région, et notamment au Nord et au Sud.

Le fait que les formations détritiques, ou tout au moins certaines d'entre elles, soient contemporaines des lydiennes, viendrait à l'appui de l'hypothèse de l'émergence de cette aire pendant le dépôt des lydiennes, la limite d'extension des formations détritiques marquant les anciens rivages. Aucun des auteurs cités ne paraît avoir posé cette question ni y avoir répondu. *Les observations de ce travail ont permis, en un point, de conclure à ce synchronisme.* Il est permis, dès lors, d'envisager le même passage latéral en d'autres points où l'on a décrit des facies détritiques, et de formuler l'hypothèse de l'émergence d'une région axiale, bordée de sédiments côtiers détritiques tandis que se déposaient les lydiennes (fig. 11). Les schistes rouges et verts, à illite et chlorite, qui succèdent à un facies calcaire et affleurent selon une bande large de quelques kilomètres, pourraient représenter le long de la côte de cette île un facies lagunaire (de type Keuper, par exemple).

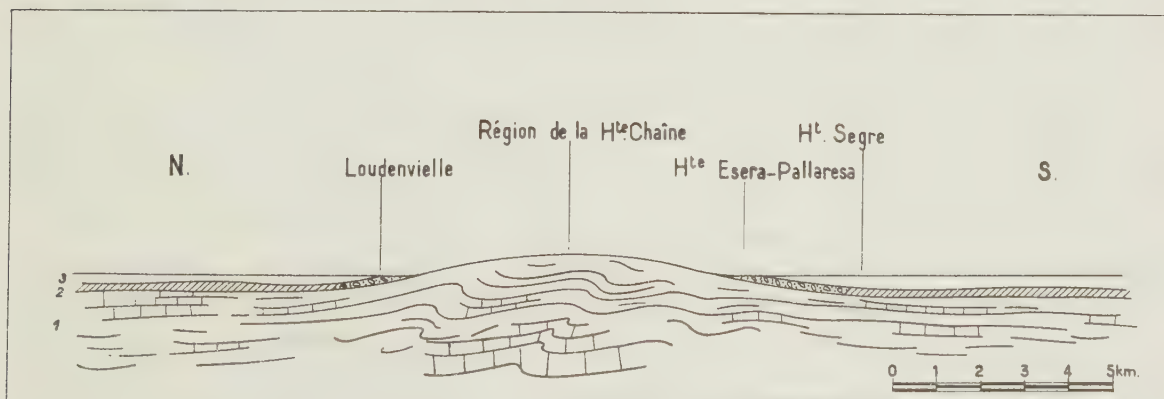


FIG. 12. — Coupe schématique de la haute chaîne des Pyrénées centrales lors des premiers mouvements orogéniques hercyniens (Phase bretonne).

- 3 : Niveau de la mer.
- 2 : Lydiennes du Dinantien.
- 1 : Schistes et calcaires dévoniens.

On peut, en tout état de cause, considérer les formations détritiques feldspathiques bordant cette île en relief comme les témoins de mouvements orogéniques à rapporter à la phase

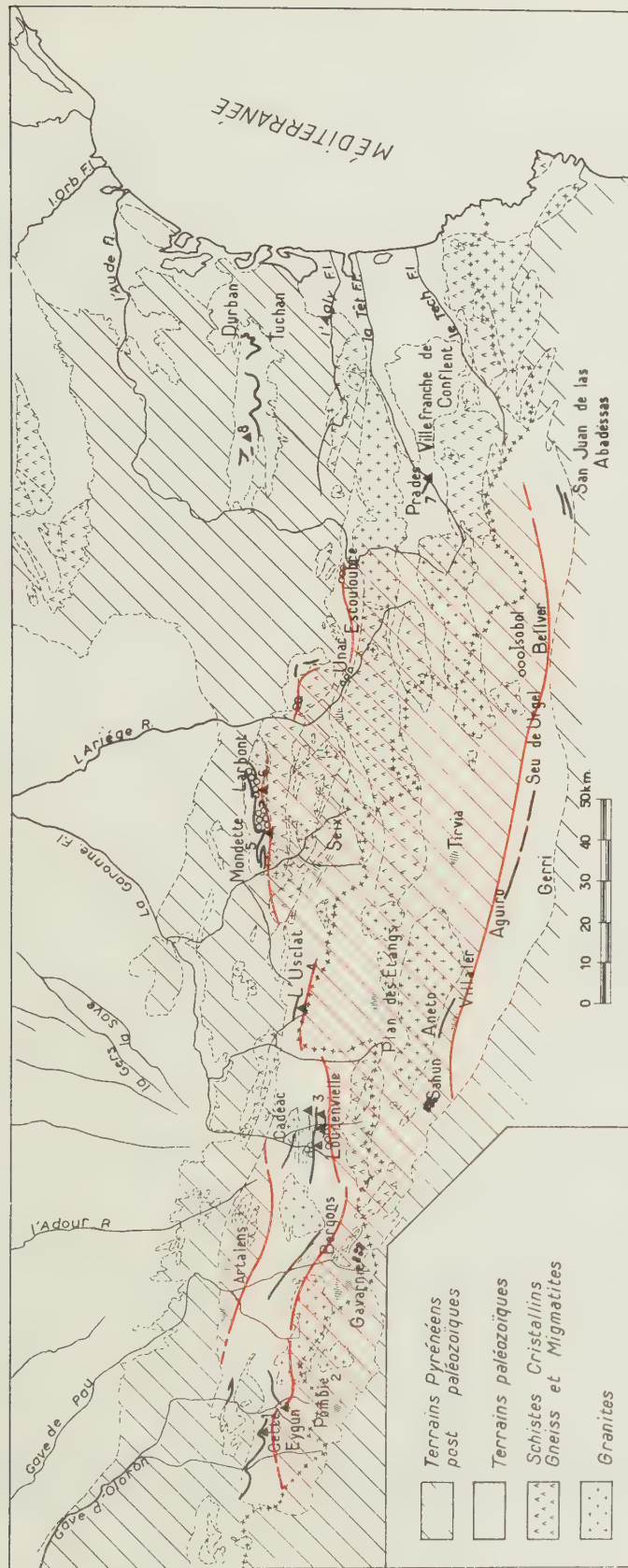
bretonne (fig. 12). On remarquera que des mouvements d'amplitude comparable ont continué à se manifester dans les Pyrénées et dans la Montagne Noire, pendant le Viséen, comme en témoignent les conglomérats interstratifiés et peut-être aussi les formations rouges et vertes, que l'on rencontre plus haut dans la série.

L'éventualité de la présence d'une terre émergée au début du Viséen conduit, on l'a vu, à examiner la généralité de la transgression de la fin du Tournaisien. Rappelons qu'une absence de terrains, sans discordance angulaire, telle que celle du Tournaisien dans les Pyrénées et la Montagne Noire, peut être attribuée à une régression marine suivie de transgression. Cette cause a été envisagée par G. DELÉPINE (1935, 1953), et, pour une certaine partie de la Montagne Noire, par B. GÈZE (1949). Elle peut être due également à une interruption de la sédimentation, sans émergence. C'est l'opinion de H. SCHMIDT (1931). Enfin, une érosion sous-marine peut être invoquée, mais la généralité de la lacune semble exclure cette dernière éventualité. Ainsi, les deux premières causes envisagées ci-dessus paraissent les plus vraisemblables. Nous allons tenter, à l'aide des faits nouveaux qui ont été décrits, de discuter et de préciser ces causes.

Cette discussion n'est pas sans intérêt théorique. En effet, on peut remarquer une coïncidence entre la localisation de la plupart des gisements de manganèse pyrénéens, et le tracé hypothétique des côtes de la région émergée (carte K). On sait que ces gisements sont presque tous situés sur le versant nord, à la limite du Dévonien et du Dinantien (1). Cette coïncidence est vérifiée par les faits suivants :

- 1) — Le gisement de Bachebirou-Bergons est proche des affleurements de schistes rouges et verts de la base du Dinantien, signalés vers le pont Napoléon à Luz (BRESSON, 1903, p. 95) : cette disposition n'est pas sans analogies avec celle qui a été mise en évidence vers le col de Peyresourde pour les schistes émeraude et lie-de-vin, par rapport aux lydiennes et aux gîtes de manganèse.
- 2) — Les indices de Pombie, à l'Est du Pic du Midi d'Ossau, et de Cette-Eygun sont tous deux situés au voisinage d'une limite cartographique jalonnée par une bande discontinue de lydiennes. L'un et l'autre sont localisés aux environs des points d'interruption de cette bande. Or, dans les plis situés plus au Sud, le passage du Dévonien au Dinantien a lieu sans lydiennes : au Nord, on peut expliquer l'interruption des lydiennes par la présence d'une anse de la côte (carte géologique au 1/80 000, feuille Urdos, 1907).
- 3) — Au Sud de cet endroit, dans la vallée de Sousoueu, A. BRESSON a signalé des schistes rouges et verts carbonifères présentant un certain développement, mais leur localisation stratigraphique dans la série n'est pas précisée.
- 4) — Quant aux gisements et indices de l'Ariège et plus spécialement à ceux du Massif de l'Arize (Las Cabesses, Cazalas, Brachy), ils sont eux aussi situés aux environs de points où les lydiennes sont interrompues. J. KEIZER a signalé, en ces endroits, à la place de ces lydiennes, des brèches qui lui semblaient être de nature sédimentaire (KEIZER, 1953, p. 238, et carte au 1/50 000).
- 5) — Les gisements de la Pouzanque, de la Ferronnière et de Saint-Andrieu, dans les Corbières, sont également localisés non loin de points d'interruption des bandes de lydiennes (carte géologique au 1/80 000, feuille Quillan, 2^e éd., 1938). Des traces de pénéplaine et d'érosion karstique ont été reconnues dans les Corbières ainsi qu'un conglomérat viséen (JAEGER et OVTRACHT, 1955).

(1) Sur le versant sud, on ne signale pas, tout au moins dans la Province de Huesca, région qui correspond au Sud du secteur étudié, d'exploitation de manganèse à ce niveau (ALASTRUE, ALMELA et RIOS, 1957).



CARTE K

Schéma cartographique de la chaîne pyrénéenne, les Pyrénées basques exceptées, montrant la répartition dans la zone primaire axiale des affleurements de lydiennes, et des niveaux détritiques viséens, ainsi que des gisements de manganèse, et le tracé hypothétique des côtes du territoire émergé au cours du Tournaisien. En rouge : territoire émergé.

++++ Frontière franco-espagnole.

Localités où les premiers terrains du Dinantien sont des conglomérats. En général, les lydiennes sont absentes.

Localités où les premiers terrains du Dinantien sont des grès. Les lydiennes sont absentes.

Lydiennes.

Localités où les premiers terrains du Dinantien ne sont ni des lydiennes, ni des formations détritiques.

Schistes émeraude et lie-de-vin.

Gisements de manganèse.

- 1 : Cette-Eygun
- 2 : Pombie
- 3 : Génost, Loudenvielle, Col de Peyresourde, etc...
- 4 : L'Usclat
- 5-6 : Las Cabesses, Cazalas, Brachy, etc...
- 7 : Villefranche de Conflent
- 8 : La Pouzanque, La Ferrière, Saint-Andrieu, etc...

Deux causes peuvent donc être envisagées pour expliquer la lacune du Tournaisien. La présence de formations côtières détritiques, contemporaines des terrains déposés après cette lacune, est compatible avec ces deux explications. On peut, en effet, envisager une régression du Tournaisien, suivie d'une transgression de la mer où vont se déposer les lydiennes. La transgression est rapide, ce qui explique qu'elle ne donne pas lieu à la formation de conglomérats (DELÉPINE, 1935, p. 145), ou de sédiments détritiques, sinon lorsque de faibles reliefs dans une zone déjà relevée viennent la freiner. Si l'on en croit J. BOURCART (1956, p. 160), les dépôts granulaires formés au cours d'une transgression « sont toujours poussés en avant vers le littoral, qu'ils soient des sables ou des galets ». Ainsi, les sédiments détritiques quartzofeldspathiques ne feraient ici que marquer la limite extrême de la transgression.

On peut aussi penser qu'il n'y a pas eu de régression au Tournaisien, mais seulement une interruption de la sédimentation. Dans ce cas, on peut admettre que le dépôt des lydiennes est contemporain de mouvements orogéniques amenant l'émersion d'une île axiale au début du Viséen et donnant naissance aux formations côtières détritiques.

L'absence des calcaires griottes au Sud d'une limite suivant la ligne Cap des Arjoulents - Balesta - col de Peyrefite, limite qui coïncide à peu de choses près avec celle des lydiennes et des formations détritiques côtières, est compatible avec les deux explications. Dans le premier cas, elle est due à une érosion consécutive à l'émersion. Dans le second cas, elle est due à une interruption locale précoce de la sédimentation, en relation avec les premiers mouvements orogéniques. Selon A. BRESSON, le Carbonifère débute sans lydiennes, dans la vallée de Hounts Sainte et au pic de Lary, ainsi que dans le synclinal d'Argelès, et dans les deux cas, il repose sur des terrains autres que les griottes du Dévonien supérieur. Ces localités sont situées sur le tracé de nos côtes hypothétiques. Il en est sans doute de même sur le bord sud du synclinal de Cauterets et de Sia, où BRESSON explique par un contact tectonique l'absence des griottes et des lydiennes.

En faveur de la seconde explication, différents arguments peuvent être invoqués. Ainsi, on peut concevoir les hypothétiques phénomènes volcaniques sous-marins, invoqués par J. DE LAPPARENT pour origine de la silice des lydiennes et du phosphore des nodules, comme étant liés aux mouvements bretons dont témoignent les conglomérats côtiers (1). Notons que plus récemment l'origine de la silice a été recherchée dans la destruction de sols forestiers établis sur les roches riches en quartz d'une terre émergée (OVTRACHT et FOURNIÉ, 1956).

L'étude du minerai lui-même a conduit J. C. JAEGER et A. OVTRACHT à attribuer à celui-ci un âge anté-viséen, par suite de la découverte d'un galet de minerai, remanié dans un conglomérat viséen (1955).

La véritable nature de ce galet a été mise en doute par G. GUITARD et H. PÉLISSONNIER (1956). Si pourtant le minerai s'est formé pendant la lacune tournaisienne, le fait qu'il renferme des organismes tels que ceux que L. FOURNIÉ a découverts à Las Cabesses (1956), et qui pourraient être des Polypiers (*Lithostrotion*) est à retenir. Ce genre est fréquent dans le Viséen, et non dans le Dévonien, et on peut, par suite, penser à une accumulation en milieu marin, peut-être au-dessous d'une mince lame d'eau dans des conditions comparables à celles qui sont admises pour certains gisements russes (R. ZVEREFF, 1953).

Pour J. L. JAEGER, A. OVTRACHT et P. ROUTHIER (1955), le minerai s'est accumulé au Tournaisien, dans des poches creusées dans les calcaires dévoniens. Ces poches sont même

(1) Les galets d'arkose de la formation détritique de Loudenvielle sont peut-être l'écho de phénomènes volcaniques de cet ordre, au même titre que les galets d'arkose ou de roches éruptives des conglomérats interstratifiés dans le Dinantien et signalés par B. GÈZE (1949) dans la Montagne Noire.

disposées selon les ramifications d'un réseau karstique fossile (JAEGER et OVTRACHT, 1955). Pour G. GUITARD et H. PÉLISSONNIER (1956), l'âge du karst et le fait même de l'accumulation dans celui-ci sont contestables, la dissolution du calcaire pouvant donner lieu postérieurement à des aspects de karst au contact du minerai.

On ne doit pas exclure l'éventualité de déformations tectoniques des calcaires, postérieures à la minéralisation par le jeu de la « mobilité de flux », très fréquente dans la région étudiée présentement (p. 193). Ces déformations peuvent conduire dans certains cas à des figures comparables à celles que produirait l'accumulation du minerai dans un karst, le calcaire se comportant comme un matériau relativement malléable par rapport au minerai.

Quoi qu'il en soit, la présence d'un karst, *situé au voisinage d'une côte*, si elle suppose une émergence localisée, n'interdit pas les suppositions faites précédemment à propos d'une interruption de la sédimentation sans retrait de la mer au large du territoire émergé. Une situation comparable, dans une certaine mesure, à celle que l'on peut imaginer, est réalisée actuellement. J. BOURCART (1956, p. 147), cite le fait que « des limons rouges avec gros graviers quartzeux, remplissent à — 100 m dans la rade de Toulon, des lapiez creusés dans les calcaires quaternaires ».

La présence de quartz et de spicules, à la base des lydiennes, en certains points de la Montagne Noire, est interprétée par B. GÈZE comme étant caractéristique d'une transgression. Elle peut simplement avoir pour cause la présence d'un haut fond ou d'un îlot localisé. Cette dernière explication est également compatible avec la présence dans les lydiennes des végétaux terrestres sur lesquels R. BÖHM avait attiré l'attention dès 1935, et que l'on retrouve également dans le minerai (OVTRACHT, *in* FOURNIÉ, 1956). Elle n'implique en tous cas en aucune façon une émergence généralisée au Tournaisien.

La surrection d'un haut fond de ce type au début du Viséen dans la haute chaîne pyrénéenne a pu être relativement rapide. Elle a pu être compensée par un affaissement des zones périphériques, affaissement créant des courants côtiers assez violents pour attirer des animaux pélagiques dans l'aire de sédimentation des lydiennes, selon l'explication proposée par G. DELÉPINE (1953, p. 83), pour rendre compte de la présence de Radiolaires dans cette formation considérée par lui comme transgressive.

Mais un argument de poids intervient en faveur de la première des hypothèses que nous avons formulées, celle d'une régression marine du Tournaisien, suivie d'une transgression du Viséen. On doit, en effet, examiner si l'absence des griottes est généralisée sur tout le territoire émergé ou non. Dans la première hypothèse, cette absence ne peut être expliquée simplement par le jeu de l'érosion au Tournaisien. Elle implique, au contraire, que les mouvements orogéniques et l'arrêt de la sédimentation aient débuté dès le Dévonien supérieur. Dans ce cas, le niveau détritique, facies latéral des lydiennes, ne peut être la trace d'une terre en voie d'émergence. Il ne peut marquer que la limite d'une transgression, nettement postérieure aux premiers mouvements de surrection.

En faveur d'un âge précoce des mouvements orogéniques témoignent les variations de facies observées dans le Dévonien inférieur, qui ont une répartition géographique comparable à celles du Dévonien supérieur. Le fait même que ces variations aient été presque ignorées jusqu'à présent, rend illusoire toutes les conclusions que l'on pourrait tirer des travaux antérieurs à propos de la répartition des facies du Dévonien supérieur et notamment des griottes à l'intérieur de la région émergée.

En résumé, *un fait apparaît certain : une île était émergée au début du Viséen, l'émergence est donc localisée.*

Il reste à savoir si ces mouvements se sont manifestés dès l'aurore des temps carbonifères, auquel cas ils seraient contemporains des plissements bretons, ou seulement au Viséen. Les formations détritiques grossières sont-elles transgressives ou bien régressives ?

Il faut cependant admettre que si les mouvements se sont produits au Viséen et sont contemporains du dépôt des lydiennes, ils ne peuvent expliquer la présence de la lacune tournaissienne.

2) Age des mouvements orogéniques.

En dehors des mouvements bretons, dont nous avons parlé, il y a lieu de discuter l'âge des mouvements orogéniques paroxysmaux. Les auteurs sont loin d'être unanimes, mais la majorité d'entre eux considèrent que la phase orogénique principale est asturienne.

On s'est efforcé de réunir, dans le chapitre historique, la description de toutes les discordances observées jusqu'à ce jour, et pouvant justifier ou non cette attribution. Un tableau de ces résultats a été dressé, comportant les observations faites au cours de ce travail (tabl. IV). L'examen de ce tableau montre combien peu fondée est cette opinion. En effet, le premier terrain discordant, et nettement continental, qui ait été signalé est tantôt le Permo-Trias, tantôt le Stéphanien, tantôt, dans les deux cas douteux du Plan des Etangs et de la haute Esera, le Westphalien. Mais le dernier terrain plissé avant le Houiller qui ait été signalé est le Dévonien, sauf dans le cas de la haute Esera, où l'on a rencontré le Culm. En toute rigueur, on ne peut parler, avec M. CASTERAS (1933, p. 21), et Ch. JACOB, P. FALLOT, G. ASTRE et R. CIRY (1926, p. 340) que d'une phase *anté-stéphanienne*.

Antérieurement à ce travail, les discordances observées pouvaient par conséquent être interprétées comme résultant de mouvements survenus entre le Culm et le Stéphanien. Les observations de ce travail mettent en évidence la discordance du Westphalien moyen (âge attribué aux formations du Plan des Etangs) sur le Dinantien. Nous pouvons donc affirmer, en toute rigueur, que **dans les Pyrénées centrales, les mouvements orogéniques paroxysmaux ont eu lieu entre le Dinantien et le Westphalien moyen** (1). L'imprécision des données paléontologiques ne permet pas de situer plus exactement la discordance, mais on peut rattacher ces phénomènes orogéniques à la phase sudète.

On ne saurait s'autoriser à parler d'une phase asturienne aux extrémités ouest et est de la chaîne sous le prétexte que les premiers terrains continentaux et discordants sont stéphanien. Tout au plus peut-on dire que l'époque de la surrection, dans ces régions, est anté-stéphanienne. Pourquoi, alors, ne pas invoquer (selon le même raisonnement), une phase saalienne lorsque, en l'absence du Stéphanien, c'est le Permien qui vient en discordance sur un substratum plus ancien ?

On peut s'étonner de l'attribution à la phase asturienne d'une discordance du Stéphanien sur le Dévonien, dans la haute Esera (MISCH, 1934), alors qu'à 40 km à l'Est, dans le prolongement des mêmes formations, à Aguiro, où le Stéphanien et le Westphalien sont concordants, la déformation est attribuée par le même auteur à la phase sudète.

L'hypothèse d'une seule et même phase, la phase sudète, paraît suffisante pour rendre compte de toutes relations de concordance ou de discordance observées jusqu'à ce jour. Nous proposons donc d'admettre que les plissements ont eu lieu à la fin du Dinantien ou plus

(1) Dans les Corbières, la phase hercynienne majeure est bien datée du Westphalien, pour J. L. JAEGER et A. OVTRACHT (1955).

probablement, au début du Westphalien (phase orogénique proprement dite), et que la surrection a eu lieu, par la suite, à des époques variables, sans doute plus tardivement aux extrémités de la chaîne qu'au centre. La présence du Namurien reconnu au Pays basque viendrait à l'appui de cette idée.

La phase principale des plissements dans l'ensemble de la chaîne serait ainsi la phase sudète.

Toutefois, il faut encore tenir compte de l'observation, dans la vallée d'Aspe et en Ariège, de la discordance, légère d'ailleurs, du Permien moyen sur l'Autunien. Certains auteurs ont aussi indiqué la concordance du Permien avec le Stéphaniens. On sait que, sauf dans des cas exceptionnels (DALLONI, 1911, 1938, 1957), le Permien est identifié par son facies schisto-gréseux de teinte rouge ou bariolée.

Il semble raisonnable d'admettre qu'une phase saaliennne, d'intensité réduite, et conduisant à des discordances angulaires relativement faibles, ait existé.

Le Permien inférieur apparaîtrait alors comme le premier terme à facies rouge sub-désertique venant clore le cycle de sédimentation continentale de petits bassins houillers de montagne, cycle au cours duquel des flores à Neuroptéridées (*Neuropteris*, *Linopteris*, *Mixoneura*) se seraient d'abord développées, en climat humide. Si l'on applique les considérations développées par G. MATHIEU (1949), on peut penser que ce climat humide aurait ainsi duré sensiblement plus longtemps dans les Pyrénées que dans les autres bassins limniques français, peut-être en raison de la proximité de la Mésogée, dont l'influence sur le climat n'était sans doute pas négligeable.

Au total, il est permis d'envisager une phase orogénique principale correspondant à des plissements *sudètes*, et une phase accessoire, *saaliennne*. Ainsi seraient expliqués les cas de « discordances correspondant à une lacune », de P. LAMARE (*op. cit.*).

Ajoutons qu'il est normal de voir des bassins houillers limniques, appartenant à la Cordillère de l'Europe moyenne, plissés lors de la phase sudète, même s'il s'agit de bassins périphériques.

Le chapitre qui va suivre est la description des unités structurales composant la région étudiée. La majorité d'entre elles ont pris leur physionomie dès l'époque hercynienne, au cours de périodes orogéniques dont nous venons de tenter de préciser le détail.

CHAPITRE IV

TECTONIQUE

LES UNITÉS STRUCTURALES

A. — CADRE DE L'ÉTUDE ET HISTORIQUE

Seront décrites ici les unités structurales qui ont pu être définies par la cartographie au 1/20 000 et au 1/50 000. Ces échelles, dont le choix a été facilité par l'existence de fonds topographiques détaillés et de photographies aériennes, autorisaient seules la précision des levés qui a permis quelques progrès substantiels, par rapport aux excellents levés au 1/80 000 de BRESSON. Cette analyse, de type classique, se limite à la description purement géométrique des unités, à l'exclusion de considérations cinématiques. Il est apparu en effet que ces dernières demandaient à être étayées par des observations nettement plus détaillées, à d'autres ordres de grandeur. On pourra se référer à l'ouvrage de E. DE MARGERIE et A. HEIM (1888) pour la définition des termes d'usage courant employés.

Le schéma structural (carte L) met en évidence les principales unités tectoniques. On peut distinguer, dans la région étudiée, quatre parties, formant approximativement les quarts de feuille de la carte.

1. — Les deux zones septentrionales sont celles où affleurent les schistes, calschistes et calcaires dévoniens et les schistes carburés gothlandiens.

- a) Dans la zone nord-ouest, à l'Ouest de la vallée de la Neste de Louron, les couches ont une direction moyenne N 100° E et une pendage de 20 à 50° vers le Nord. Elles font partie du prolongement oriental du chevauchement de Gèdre-Gavarnie.
- b) Dans la zone nord-est, à l'Est du Louron, la direction est sensiblement la même, et le pendage varie de 70° vers le Nord à la verticale.

A ces terrains font suite, vers le Nord, une série de plis plus ou moins serrés, affectant le Dévonien supérieur, le Dinantien et le Houiller discordant. L'axe de ces plis, horizontal, est de direction moyenne N 100° E.

2. — Les deux zones méridionales sont celles où affleurent, en plis de forme et de dimensions variables, les schistes, calcaires, conglomérats et quartzites ordoviciens et anté-ordoviciens, ainsi que des schistes carburés gothlandiens en synclinaux pincés.

- a) Dans la zone sud-ouest, les plis à l'Ouest du Louron ont pour direction moyenne N 120° E, l'axe de ces plis étant subhorizontal, autant que l'on puisse en juger en l'absence de fond topographique détaillé pour cette partie. Le batholite granitique de Bielsa occupe le cœur anticlinal à l'extrême SW.
- b) Dans la zone sud-est, à l'Est du Louron, les plis prennent la direction N 100° N, et comprennent en outre des filons interstratifiés du granite fin (granulite) de Tramazaygues et des feuillets intrusifs du granite du Lys-Caillaouas.

Le passage de la direction N 100° E dans la zone sud-est, à la direction N 120° E dans la zone sud-ouest, a lieu par une inflexion des couches et des failles que nous avons appelée la « virgation de Lassoula ». Par contre, les plis de direction N 120° E dans l'Ordovicien et les terrains anté-ordoviciens de la zone sud-ouest n'ont aucun prolongement dans le Gothlandien et le Dévonien de la zone nord-ouest, de direction N 100° E et de pendage vers le Nord, et qui n'est que le prolongement du chevauchement de Gèdre-Gavarnie (CLIN, 1956).

D'un point de vue géométrique et stratigraphique, ces zones se correspondent deux à deux d'W en E. D'un point de vue cinématique, selon les conclusions qui seront exposées ultérieurement, des similitudes existent de l'une à l'autre, dans le sens N-S.

Les relations géométriques entre ces quatre zones n'avaient pas été clairement saisies par les auteurs des levés au 1/80 000 en raison surtout du découpage défavorable des feuilles : la limite ici établie entre les zones occidentales et les zones orientales, coïncide presque avec la coupure entre la feuille de Luz et la feuille de Bagnères-de-Luchon. Cette coupure est d'ailleurs presque la même entre les feuilles au 1/20 000 d'Arreau et de Bagnères.

Les stéréogrammes (fig. 13 à 22) rendent compte de l'observation, à l'échelle de l'affleurement, des éléments de ces diverses unités.

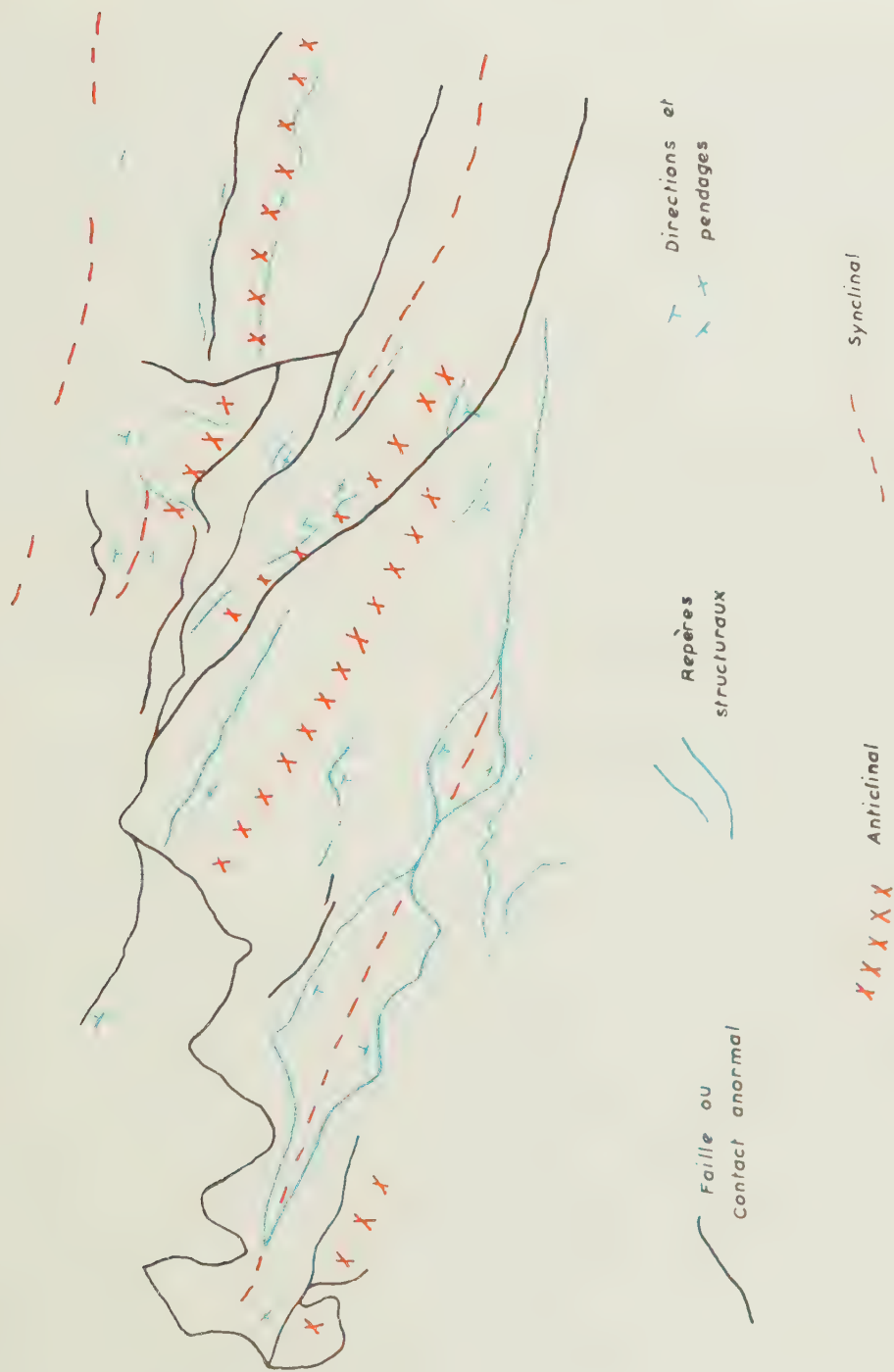
B. — LES UNITÉS STRUCTURALES A L'OUEST DU LOURON

Nous distinguerons :

- d'une part, les unités anté-ordoviciennes, ordoviciennes et gothlandiennes plissées et chevauchées : anticlinal de La Géla, synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou, anticlinal de Frédancon Aygues Tortes;
- d'autre part, la couverture chevauchante gothlandienne et dévonienne.

1) L'anticlinal de La Géla.

Ce pli n'affleure que sur une aire très limitée, à l'Ouest du secteur étudié, dans la partie amont de la vallée de La Géla. Son cœur est formé par le granite leucocrate et les migmatites de Bielsa-Héas-Gavarnie (Pétrographie p. 163). Dans la vallée de La Géla, des schistes à andalousite ordoviciens forment son flanc nord redressé et affecté de multiples replis accessoires. La direction de l'axe de ces replis, et celle des surfaces de foliation verticales est N 130° E à N 135° E; ce flanc septentrional d'anticlinal est faillé : une faille à fort pendage



CARTE L

Schéma structural de la haute chaîne des Pyrénées centrales.

Echelle : 1/150 000 env.

vers le Nord, que la cartographie seule met en évidence, délimite le granite et ces schistes à l'Est du port de Barroude.

Cette faille semble déterminer aussi, par érosion différentielle, la limite nord de l'affleurement du Permo-Trias qui dessine une languette au port de Barroude (2 351 m). Cette formation repose en discordance de stratification sur les terrains précédents, et prolonge ainsi les terrains transgressifs post-paléozoïques connus plus à l'Ouest vers Troumouze et Gavarnie. Cette languette permo-triasique, épaisse de quelques mètres, supporte un mince affleurement de schistes carburés gothlandiens, dont la mise en place est évidemment intervenue lors du chevauchement de Gèdre-Gavarnie.

La faille de La Géla a encore pour effet de délimiter le plateau du lac de Barroude et le fond de vallée de La Géla, séparés par une falaise de quelques centaines de mètres, due sans doute à l'érosion différentielle.

Vers le Sud-Est, le granite de Bielsa supporte également une couverture transgressive permo-triasique, elle-même recouverte par un témoin de calcaires dévoniens, à la Punta Suelsa. On verra plus loin les raisons qui nous conduisent à rattacher ce témoin en position anormale, ainsi que les différents lambeaux du « Recouvrement de la haute Cinqueta », tels qu'ils sont définis par C. JACOB et R. CIRY (JACOB, FALLOT, ASTRE et CIRY, 1926), aux schistes carburés du synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou.

Vers le Nord-Ouest, on peut, avec BRESSON, admettre le prolongement de l'anticlinal de La Géla vers Troumouze et Gèdre par suite des analogies pétrographiques entre les roches cristallines du massif de Bielsa et celles du cirque de Troumouze.

2) Le synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou.

a) *La partie autochtone de la structure.*

La partie autochtone de ce pli affleure dans sa totalité dans la région étudiée. On peut définir l'allure de l'accident par la forme géométrique de la surface-limite de l'Ordovicien et du Gothlandien, surface qui, par endroits, affleure particulièrement bien par suite du décapage par les agents d'érosion des schistes et des quartzites ordoviciens. Comme le montrent les contours de la carte et les photographies (photo 1, pl. V), cette surface se décompose en deux parties convexes vers le haut qui présentent en coupe la forme d'un entonnoir (fig. 7). Cette disposition apparaît nettement dans la région de l'Hospice de Rioumajou. En effet, les schistes carburés présentent une grande extension, d'une part sur la ligne de crête entre le Tuquet de Caouarrère et le port de Madera (au Sud du pic de Caouarrère) et d'autre part, dans la région jalonnée par le port de Hechempy, le pic Marty Caberrou, le port de Moudang et le pic de Lia. Ces larges affleurements correspondent aux flancs du synclinal. Au contraire, aux environs immédiats, mais à un niveau situé à mille mètres en contrebas, au Nord-Ouest et au Sud-Est de l'Hospice de Rioumajou, ces mêmes schistes sont réduits à une lame verticale épaisse de quelques mètres, formant dépression ravinée par les torrents, et représentant le fond pincé du synclinal.

Vers le Nord-Ouest, par suite d'un relèvement axial, la bande de schistes carburés devient étroite et disparaît peu avant le Port-Vieux de Barroude. Le pli, qui n'en continue pas moins, n'est plus souligné par une répétition de couches, car uniformément affleurent des schistes à chistolite ordoviciens, mais son cœur est marqué par la présence de la minéralisation plombo-zincifère des anciennes mines de La Géla. Là, comme en d'autres points de la région

étudiée, existe une localisation de la minéralisation en blende et galène dans les derniers niveaux du sommet de l'Ordovicien.

Vers le Sud-Est, la rive gauche de la Cinqueta de la Pez, en territoire espagnol, ne montre pas de synclinal de schistes carburés. Une cassure, prolongement des pincements de l'Hospice de Rioumajou, sépare l'homologue de chacun des flancs. Le flanc nord est représenté par les schistes et calcaires ordoviciens de la face sud du massif du Batchimale (pic Schrader). Seul le flanc sud du pli est encore représenté jusqu'au col du Signal (2 528 m) par des schistes carburés. Plus à l'Est, ce flanc est uniquement constitué de schistes et calcaires dévoniens (photo 3, pl. V).

L'étude tectonique de détail des schistes carburés, rendue difficile par l'abondance des éboulis, s'est révélée décevante et n'a pas été poursuivie. L'abondance des filons interstratifiés de roches basiques devrait pourtant permettre une analyse géométrique en l'absence d'éboulis. Les calcaires dévoniens qui forment de minuscules témoins noyés dans les schistes carburés, et les schistes et calcaires ordoviciens, offrent, par contre, de bons affleurements.

Dans ces dernières formations, on peut mettre en évidence des variations de la direction de l'horizontale des surfaces de clivages schisteux, qui sont parallèles à la stratification. Ces variations traduisent des variations axiales du synclinal. C'est ainsi que les schistes et quartzites bleus du port de Héchempy, appartenant au flanc sud du pli, ont une direction N 100° E avec un pendage de 80° vers le Nord, tandis que les schistes et quartzites bleus situés à l'est des granges de Moudang, sur les pentes du pic de l'Escalette, sur le flanc nord du pli, présentent une variation continue, d'W en E, passant progressivement de la direction N 78° E à la direction N 100° E. La direction moyenne, N 120° E - N 140° E, est celle des surfaces de clivages schisteux, parallèles à la stratification, que l'on observe dans les parois situées au Nord-Ouest de l'Hospice de Rioumajou. Dans ces parois, on peut aussi relever des plissements accessoires d'axe N 140° E, plongeant à 30° vers l'Ouest. La concordance entre la schistosité et la stratification peut être vérifiée dans la même région, sur le flanc sud de l'anticlinal, au contact des schistes bleus et des calcaires du port de Pouey-le-Bon (au Nord-Ouest du port d'Ourdissetou), contact ayant la direction N 120° E et une inclinaison de 40° vers le Nord.

A l'Ouest de la Cinqueta de la Pez, enfin, on peut observer les deux flancs du pli, de part et d'autre de la faille limite. Le flanc sud forme notamment une surface structurale à faible pendage vers le Nord, tandis que le flanc nord offre des pendages variables, dont la valeur passe de 70° vers le Sud à la verticale. A l'Est de ce cours d'eau, les pendages sont subverticaux, ainsi qu'en témoignent les calcaires interstratifiés dans les schistes ordoviciens de l'arête est de la Punta del Sabre. La direction de l'horizontale est encore, à cet endroit, N 120° E.

Le cœur du synclinal, dans la partie qui forme la crête entre le pic de Caouarrère et le Tuquet de Caouarrère, est occupé par un témoin de calcaire dévonien. Il s'agit d'un affleurement réduit de bancs à pendage subhorizontal, ou faiblement plissés en synclinal (photo 2, pl. V).

b) *Le chevauchement du pic d'Ourdissetou et de la Punta Suelsa.*

La crête du port d'Ourdissetou, la crête de la Costera, qui part de cette crête vers le Sud-Est du Tuquet de Caouarrère, ainsi que les vallonnements situés au pied de ces crêtes, immédiatement au Nord-Ouest, font encore affleurer les schistes carburés. Ceux-ci forment une sorte de plateau dans le haut Rioumajou, dont la limite septentrionale est déterminée par une rupture de pente qui permet, en traversant les schistes et quartzites bleus de

l'Ordovicien, d'atteindre rapidement l'Hospice de Rioumajou. Au Sud-Ouest, la crête partant du port d'Ourdissetou vers le Nord-Ouest, montre également ces schistes et quartzites, ici bleu-verdâtre, affleurant sous le Gothlandien plus septentrional. Au Paso de Los Caballos (col situé au Sud du pic d'Ourdissetou), les schistes carburés affleurent jusqu'au contact du granite de Bielsa sans que l'intensité du métamorphisme varie : quelques minuscules cristaux de chiastolite sont visibles çà et là dans la masse des schistes carburés, sans qu'il y ait lieu d'établir une relation géométrique entre leur répartition et les contours du granite.

Au Tuquet de Caouarrère affleurent sur la crête, au milieu des schistes carburés, des calcaires à faible pendage vers le Nord, qui sont en continuité avec les calcaires ordoviciens du flanc sud du synclinal. Ceux-ci présentent un pendage plus fort dans la Cinqueta de la Pez, où ils forment vers le Sud-Est les flancs de la croupe de la Costera, la crête seule étant occupée par les schistes carburés. Ces calcaires disparaissent sous le Gothlandien du plateau du haut Rioumajou pour réapparaître à l'Ouest au port de Pouey-le Bon.

La crête de la Costera, toujours couronnée de schistes carburés, se poursuit jusqu'au pic Montaut (2 493 m), qui n'est autre qu'un diverticule du granite de Bielsa-Héas-Gavarnie. On peut y voir, comme au Paso de Los Caballos, le repos direct du Gothlandien sur le granite, sans modifications métamorphiques sensibles.

Les schistes carburés du plateau du haut Rioumajou apparaissent ainsi comme formant le manteau d'une partie du prolongement de l'anticlinal de La Géla et du massif de Bielsa. Cependant, l'Ordovicien sous-jacent aux schistes carburés devrait normalement séparer ceux-ci du granite, à moins que le granite ne soit venu, lors de sa formation, directement au contact des schistes carburés. Dans ce cas, ceux-ci devraient présenter des traces de métamorphisme de contact, ce qui, nous l'avons vu, n'est pas le cas. Il en résulte que l'on doit considérer les schistes carburés comme étant en repos anormal, par suite d'un accident tectonique, sur l'Ordovicien et également sur le granite de Bielsa. On peut admettre, en raison de sa proximité, que la dalle dévonienne de la Punta Suelsa est l'homologue de la dalle du témoin au cœur du synclinal de Rioumajou, et que son repos anormal procède du même accident que celui des schistes du plateau du haut Rioumajou. *Par continuité, c'est tout le Paléozoïque en position anormale du recouvrement de la haute Cinqueta dont on peut admettre l'enracinement dans le synclinal pincé de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou. Ce pli présente donc ainsi une partie non autochtone. Par objectivité, faute de levés détaillés, l'accident sera désigné sous le nom de chevauchement du pic d'Ourdissetou et de la Punta Suelsa (fig. 7). Mais pour nous, cette dénomination est synonyme de celle de « recouvrement de la haute Cinqueta ».*

c) *Le synclitorium des Posets.*

A l'Est de la Cinqueta de la Pez, le synclinal de l'Hospice de Rioumajou est toujours représenté par ses deux flancs, séparés par une faille. Mais les deux flancs du pli ne sont pas les homologues de ceux de l'Hospice : au Nord, on trouve sur les pentes méridionales du Massif de Batchimale les schistes et quartzites à éléments calcaires de l'Ordovicien, localement métamorphisés, noirs, porteurs de minuscules chiastolites et avec pendage sud. Au Sud, les schistes carburés couronnent une croupe formant le contrefort ouest du Signal de Viados (2 705 m). On peut constater que cette croupe prolonge une croupe identique située à l'Est du Tuquet de Caouarrère, sur la rive ouest de la Cinqueta. A quelques centaines de mètres à l'Ouest du col du Signal se trouvent trois témoins calcaires du Dévonien inférieur, formant des plissements dont l'axe plonge vers l'Est (planche VII). Le Signal de Viados lui-même est constitué de schistes, barégienues et calcaires du Dévonien inférieur, très fortement plissés et redressés, qui apparaissent en relief sur le flanc est de ce pic. Il y a manifestement continuité structurale entre les schistes et les calcaires dévoniens du témoin entre Pic et Tuquet de Caouarrère et ceux du Signal de Viados, ces formations étant simplement isolées par suite d'une culmination axiale perpendiculaire à la Cinqueta.

Les dalles dévoniennes plissées et redressées du Signal de Viados peuvent être suivies à l'Est vers le terminus de San Juan de Plan, où confluent plusieurs torrents venant des massifs de Batchimale et d'Aygués Tortes, puis sur le flanc sud du vallon menant au col de Gistaïn, entre le pic de la Madera et le massif des Posets. Elles se poursuivent au-delà vers la cabane de Paül dans le vallon de Estos. La faille issue du pincement du synclinal de l'Hospice de Rioumajou se poursuit dans tous ces vallons encaissés dont elle détermine le plus souvent le thalweg. Le flanc nord de ces vallons est toujours occupé par les schistes et quartzites ordoviciens. La direction prépondérante de ces unités est orientée N 100° E à N 110° E.

Au sud du col de Gistaïn se dresse l'immense massif des Posets, formé en majeure partie de Gothlandien et de Dévonien plissés. Les plis successifs, à flancs redressés, sont d'une grande complexité. On peut notamment constater qu'au Sud-Ouest du col, après un premier anticlinal à cœur de schistes carburés faisant suite aux schistes et calcaires du Dévonien inférieur prolongeant ceux du Signal de Viados, les mêmes schistes et calcaires dévoniens affleurent redressés, mais avec une direction variant de N 65° à N 85° E, l'ensemble dessinant ainsi sur une carte une sorte de V évasé vers le Sud-Ouest.

L'analyse de la totalité des plis de ce massif n'a pu être entreprise, car elle constituerait à elle seule un sujet d'étude complet. Il semble que l'on doive considérer l'ensemble de ces plis dans le Gothlandien et le Dévonien comme l'homologue structural du synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou, considérablement élargi vers l'Est. C'est pour cette raison que cette succession complexe est désignée du nom de *synclinorium des Posets*. Cependant, vers le Sud, les relations du Gothlandien et du Dévonien avec l'Ordovicien des vallées de Viados et de Venasque restent à préciser, ainsi que les relations de ces terrains avec le granite du versant est des Posets. Ce dernier est-il en liaison avec le granite d'Eristé, qui affleure de façon si évidente au Sud des Posets ? Celui-ci paraît prolonger vers l'Est le granite de Bielsa. S'il en est ainsi, la position structurale du synclinal des Posets est bien l'homologue de celle du synclinal de Moudang et de l'hospice de Rioumajou, le faisceau de plis des Posets passant progressivement à ce synclinal pincé. Ce passage ne peut être facilement vérifié par suite de l'érosion des terrains intermédiaires.

Par contre, une hypothèse structurale différente peut être soumise à vérification : si, aux plis du Gothlandien et du Dévonien ne correspondent pas des plis dans les terrains sous-jacents anté-gothlandiens, on peut penser que, comme ceux du pic d'Ourdissetou et de la Punta Suelsa, les terrains gothlandiens et dévoniens des Posets sont décollés de leur substratum, qu'ils présentent par rapport à celui-ci une importante dysharmonie, et même peut-être, qu'ils sont charriés vers le Sud sur ce substratum (photo 3, pl. V). Ils appartiendraient ainsi, eux aussi, au recouvrement de la haute Cinqueta. Mais tout ceci n'est qu'une hypothèse.

3) L'anticlinal de Frédancon-Aygués Tortes.

Ce nouveau pli, selon lequel affleurent les terrains les plus anciens de la région étudiée, apparaît vers l'Ouest dans le vallon de Barricave, tributaire du Rioumajou. Le plan de Frédancon et le cirque des montagnes allant du pic Batoua au pic Lustou sont au cœur de l'anticlinal qui coupe obliquement, selon une direction cartographique N 120° E, la vallée nord-sud du Rioumajou. Le port de la Pez (2 482 m) se trouve également au cœur du pli. Cependant intervient un décrochement latéral d'importance majeure, la **faille de Consaterre**, de direction cartographique N-W, S-E, au-delà duquel on retrouve les éléments du pli, rejetés vers le Nord-Ouest. C'est le cas notamment du haut vallon de Lustou. Les formations

appartenant à cet anticlinal se développent encore à l'Est du méridien du Louron, dans la région du vallon d'Aygues Tortes, pour disparaître sous la surface limite inférieure du massif granitique du Lys-Caillaouas.

Le pli peut être défini par le niveau, malheureusement discontinu, des conglomérats infra-ordoviciens. Les contours cartographiques de ceux-ci fournissent cependant une assez bonne image de l'accident. Au-dessus de ce niveau-repère, affleure la série des schistes et quartzites bleus et gris à éléments calcaires de l'Ordovicien; au-dessous, c'est-à-dire vers le cœur de l'anticlinal, ce sont les schistes à minéraux géants et les quartzites blancs, que nous rapportons au Cambrien.

Le flanc nord du pli, dans la vallée du Rioumajou, apparaît comme vertical ou fortement incliné vers le Nord-Est, parfois même renversé. Ainsi, les conglomérats qui, près de la retenue hydro-électrique, ont une direction moyenne N 128° E et un pendage vertical, prennent à 500 m au Sud-Est un fort pendage vers le Sud. Mais la coupe le long de la route, en aval de ces conglomérats, montre, dans l'ensemble, des pendages de 60° à la verticale, vers le Nord. Au Sud, au contraire, dans des schistes à chistolite, on observe des pendages forts vers le Sud-Ouest.

Dans les contreforts sud-ouest du pic de la Haille et du pic de Thou, affleurent aussi ces conglomérats, également redressés; ceux-ci se poursuivent au Sud du col entre le pic de Bacou et le pic de Lustou, ainsi que sur l'arête est de ce dernier pic. Ils sont interrompus au Sud-Est par la faille de Consaterre.

Les pendages vers le Sud du flanc sud du pli sont très nets. Par contre, le passage de la série schisto-quartziteuse à éléments calcaires ordovicienne à la série à grands cristaux attribuée au Cambrien est assez confus. Les conglomérats ne sont visibles en place qu'au confluent du Rioumajou et du ruisseau de Thou, descendant en rive gauche du sommet 2 715. Ils sont là verticaux avec la direction N 120° E. Sur la crête de Liracou, on note le passage de schistes à lits amphiboliques verts à des schistes à staurotide, avec pendage d'environ 45° vers le Sud. Plus à l'Est encore, on trouve un contact redressé passant entre le pic Schrader et le pic de l'Abeillé.

Dans le vallon de la Pez situé sur le versant espagnol (haute Cinqueta de la Pez), on constate également des pendages redressés de 70 à 80° vers le Sud. Leur uniformité est rompue au contact entre les deux formations anté-gothlandiennes, et le niveau des conglomérats infra-ordoviciens paraît avoir été déformé, notamment en rive gauche (photo 3, pl. V).

Au total, l'anticlinal apparaît comme un pli dissymétrique, à flanc nord redressé et, localement, renversé.

Au Nord de la faille de Consaterre, les schistes à minéraux géants et quartzites cambriens occupent le fond de la vallée du Lustou, et les conglomérats verticaux sont visibles au sommet d'une paroi limitant l'auge glaciaire, en rive droite, avec une direction moyenne N 112° E.

Dans le vallon de la Pez, les niveaux-repères des conglomérats manquent à nouveau ou sont inaccessibles. Le métamorphisme des niveaux à éléments calcaires tend à assombrir la pâte de la roche. Des niveaux amphiboliques, soulignant une stratification de direction N 125° E à N 135° E avec pendage de 45° environ vers le Sud, permettent seuls de tracer une limite approximative entre les séries.

Il en est de même dans le massif du pic de la Hourque et des Bacherets et dans le vallon d'Aygues Tortes, où les contacts sont subverticaux au Nord. Le flanc sud du pli est

souligné par un affleurement de conglomérats infra-ordoviciens, à faible pendage vers le Sud, situé au pied du pic d'Aygues Tortes. Ce niveau-repère sépare les schistes sombres à minéraux géants, au Nord, des schistes et quartzites à éléments calcaires et amphiboliques, formant au Sud le soubassement du granite du Lys-Caillaouas. Le stéréogramme (fig. 13) résume les observations faites dans la partie orientale de l'anticlinal.

4) La couverture chevauchante gothlandienne et dévonienne du pic d'Aret.

Elle forme la zone nord-ouest de la région cartographiée. Tantôt au-dessus des calcaires campaniens, tantôt au-dessus du Permien, ou encore en contact avec l'Ordovicien, le Gothlandien affleure sous forme de schistes carburés. Ses contours dessinent une série de festons est-ouest, dont l'amplitude dépend de la profondeur de l'entaille faite par chacune des vallées nord-sud qui traversent cette couverture. Les contours des différents termes de la série dévonienne, schistes, calcschistes, et calcaires en alternance, sont grossièrement parallèles à ceux de ces festons, les irrégularités apparaissant sur la carte étant dues surtout à des accidents topographiques.

Au-dessus du Gothlandien, du Sud vers le Nord, on rencontre ainsi des dalles calcaires, souvent au nombre de trois, reposant sur des schistes et calcschistes clairs, et séparées les unes des autres par des schistes clairs ou sombres. Les contours cartographiques démontrent qu'il s'agit de niveaux indépendants les uns des autres, parfois lenticulaires et qu'il n'y a pas, contrairement à ce que suggère la carte au 1/80 000, plissement et répétition tectonique de ces dalles et des schistes encaissants. L'examen stratigraphique a montré qu'il s'agissait de niveaux du Dévonien inférieur.

Perpendiculairement à la crête qui sépare la vallée de Rioumajou de la vallée de Moudang, au Nord du pic d'Aret, affleurent, non pas trois, mais six ou sept de ces niveaux ou dalles calcaires (voir carte au 1/50 000). Le redoublement des niveaux a été attribué à la faille de Consaterre, dont le tracé suit ici sensiblement la direction cartographique des couches, et dont l'effet de décrochement est comparable à celui qui affecte plus au Sud-Est l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, le compartiment situé au Nord-Est ayant subi, relativement à celui situé au Sud-Ouest, un mouvement vers le Nord-Ouest.

La direction moyenne de l'horizontale des couches est comprise entre N 100° E et 110° E (fig. 14). On notera la différence d'orientation avec les couches plissées dans le Cambrien, l'Ordovicien et le Gothlandien de la zone sud-ouest, dont l'horizontale oscille entre N 120° E et N 140° E. Cette différence d'orientation est bien traduite par les contours de la carte.

Le repos anormal du Gothlandien, du Dévonien et du Houiller sur des calcaires campaniens et sur le Permo-Trias est connu depuis longtemps dans la région de Gavarnie et de Troumouse, ainsi que vers le port de Barroude (voir A. BRESSON, 1903, bibliogr. p. 306 et P. MISCH, 1934). La feuille de Luz au 1/80 000 mentionne la présence des calcaires à Rudistes jusque sur la crête entre les vallées de Saux et de La Géla (BRESSON, 1903, p. 242). C'est sur cette crête que, selon BRESSON, commence à se manifester vers l'Ouest « une discordance d'origine mécanique entre le Gothlandien et l'Ordovicien ». Des coupes de détail du Permo-Trias ont été relevées au port de Barroude et sur la crête entre Saux et La Géla. On retiendra ici la très nette différence d'orientation du Gothlandien et du Dévonien de la couverture, par rapport au Gothlandien, à l'Ordovicien et au Cambrien situés vers le Sud dans le haut des vallées. Cette divergence paraissait être la manifestation d'un contact anormal comparable à celui de Gavarnie et de Troumouse, mais sans la présence d'une lame permo-triasique ou crétacée. La présence

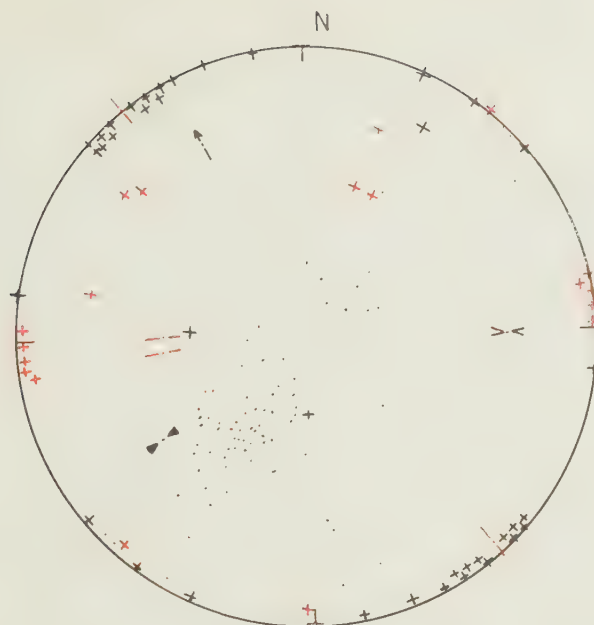


FIG. 13. — Stéréogramme relevé dans la partie orientale de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes (lac de Pouchergues, Aygues Tortes, pic Schrader).

- Surfaces de stratification de la série schisto-quartzitique.
- + Diaclases de la même série.
- + Diaclases relevées dans le granite.
- - - Stries.
- ▲ Direction d'allongement des galets de conglomérats.
- ↗ Direction d'étirement dans une zone boudinée.



FIG. 14. — Stéréogramme relevé dans la couverture chevauchante gothlandienne et dévonienne du Rioumajou et des vallons d'Estos et de Sarrouyès.

- Surfaces de stratification, quartzites et calcaires dévoniens.
- + Diaclases.
- - - Stries.
- ↘ Stries avec mouvement du compartiment supérieur vers le Sud.
- ↗ Stries avec mouvement différentiel selon une surface verticale.

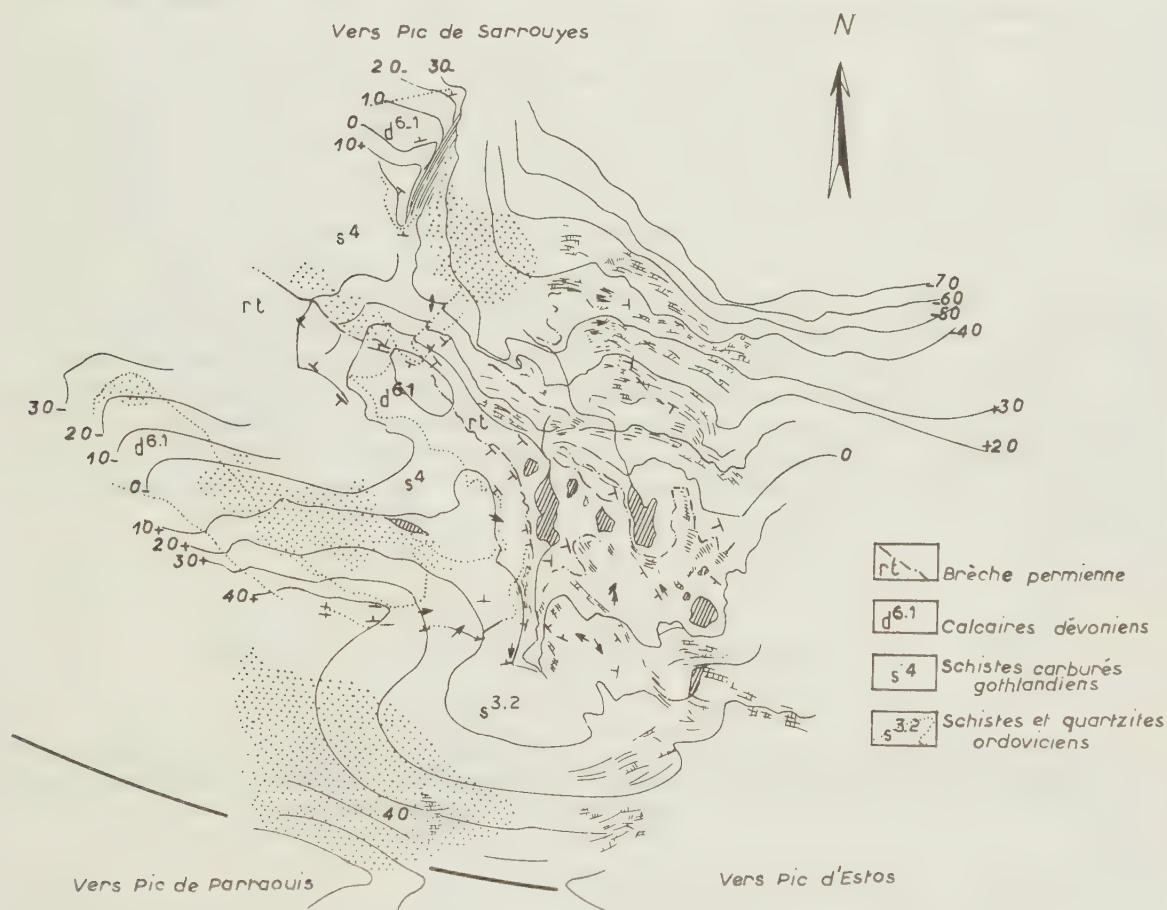


FIG. 15. — Stéréogramme relevé dans le vallon de la Pez, les gorges de Clarabide et sur le replat des lacs de Miarès.

Même légende que précédemment.
 En noir : terrains anté-gothlandiens.
 En rouge : terrains dévoniens.

LES UNITÉS STRUCTURALES

de fragments de la pénéplaine anté-campanienne décapée de la couverture des schistes carburés, fragments visibles en photographie aérienne, pouvait mettre en évidence le repos anormal de cette couverture. Ces témoins de la pénéplaine existent d'une part au Sud du pic d'Aret et d'autre part vers l'Ouest, dans le triangle formé par les pics de Sarrouyes, d'Estos et de Parraouis, au Sud de la montagne de Tramadits: c'est la surface structurale des lacs de Miars. La divergence des directions caractéristiques du « substratum » et de la « couverture » est visible jusque dans le détail, notamment dans cette dernière localité (CLIN, 1956).



CARTE M

Levé au 1/3 750 du replat structural des lacs de Miars.

Brèches permo-triasiques reposant en discordance stratigraphique sur les terrains anté-gothlandiens.
Schistes carburés gothlandiens et calcaires du Dévonien inférieur en repos anormal sur ces brèches.

Depuis la publication de ces faits, et à cet endroit même, a été mise en évidence la présence d'un lambeau transgressif de poudingues permo-triasiques, discordant sur les schistes et quartzites gris vert de l'Ordovicien, et lui-même recouvert par des schistes carburés et des calcaires dévonien en position anormale. Un levé à la planchette (Carte M) de cet affleurement a été exécuté afin de mettre en évidence en toute certitude la discordance du Permo-Trias, le repos anormal des schistes carburés et du Dévonien sur celui-ci, et enfin, la divergence des directions entre le « substratum » et la « couverture ». Ce dernier point est également exprimé par un stéréogramme (fig. 15). Les photo-

graphies (photos 1 à 4, pl. VI) et le profil J donnent une image précise de ces contacts normaux et anormaux.

Cette découverte permet de conclure en toute rigueur au prolongement du chevauchement de Gèdre-Gavarnie et Troumouse vers l'Est jusqu'à la montagne de Tramadits et le pic d'Estos. *La couverture chevauchante sera désignée du nom de son sommet le plus élevé, le pic d'Aret (2 490 m).*

5) La faille de Consaterre.

C'est ainsi qu'a été dénommée une faille particulièrement évidente dans le vallon des lacs de Consaterre, tributaires en rive droite du Rioumajou.

On peut la déceler par l'examen de la position anormale de certains terrains, telle que celle des niveaux calcaires répétés dans le Dévonien de la crête entre les vallées de Moudang et de Rioumajou, ou encore par le décrochement des deux parties de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes. On peut encore la suivre dans la morphologie : elle détermine notamment de petits cols dans les deux crêtes à l'Ouest et à l'Est du vallon de la Pez (photo 3, pl. V et photo 2, pl. I) et un profond sillon dans les petits seuils glaciaires du replat d'Aygues Tortes.

Enfin on peut voir la surface de friction le long de cette faille, dans le haut vallon de Consaterre, au Sud-Ouest des lacs, entre des calcaires ordoviciens et des schistes et quartzites à andalousite gris-vert, de même âge, qui forment la rive gauche et la rive droite du vallon, dont le fond suit le tracé de la faille. Dans le calcaire, c'est une surface lisse, de direction N 150°, porteuse de cannelures rectilignes de 5 mm environ de rayon, plongeant de 40° vers l'Ouest (photo 3, pl. XV). L'examen des micro-décrochements portés par la surface montre un mouvement relatif des deux lèvres tel que le compartiment sud s'est déplacé vers le Sud-Est par rapport au compartiment nord. *L'existence et le sens du déplacement latéral suggéré par la cartographie sont ainsi parfaitement confirmés par l'examen à l'affleurement.*

C. — LES UNITÉS STRUCTURALES A L'EST DU LOURON

On peut distinguer à l'Est du Louron, une zone formant le Nord-Est de la région étudiée, zone d'affleurement du Gothlandien, du Dévonien et du Carbonifère, et une zone sud-est, où affleurent l'Ordovicien, le granite du Lys-Caillaouas et le granite de Tramezaygues.

1) Le synclinal du Couartaou et du pic Gourdon (profil E).

Ce pli fait suite au Nord à l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes qui disparaît sous le granite du Lys-Caillaouas dans le vallon d'Aygues Tortes et aux environs du lac de Pourchergues. Les niveaux-repères sont encore les conglomérats infra-ordoviciens. Ceux-ci affleurent notamment dans les pentes de la montagne de Couartaou situées au Nord du lac de Pouchergues, selon des directions variant entre N 95° E et N 110° E, et avec des pendages de l'ordre de 20 à 30° vers le Nord. On rencontre aussi ces conglomérats, ainsi que des calcaires ordoviciens, au Nord de la montagne de Couartaou, en rive gauche du vallon descendant du lac de Caillaouas. La direction de l'horizontale est N 100° E environ, le pendage 20 à 30° vers le Sud. Il s'agit donc d'un synclinal relativement ouvert, à grand rayon de courbure. Dans la galerie hydro-électrique menant du lac de Pouchergues à la station de pompage en aval du lac de Caillaouas, galerie située à quelques centaines de mètres en

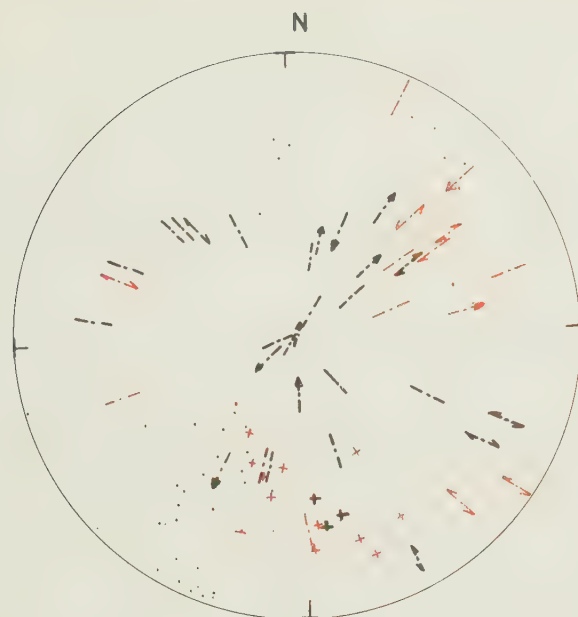


FIG. 16. — Stéréogramme relevé sur les deux lèvres de la faille du lac de Caillaouas.

- | | |
|---|---|
| ● Surfaces de stratification. | ↗ Stries avec mouvement différentiel selon une surface verticale. |
| + Diaclases. | |
| ↖ Stries avec mouvement du compartiment supérieur vers le Nord. | En noir : lèvre méridionale. |
| | En rouge : lèvre septentrionale. |

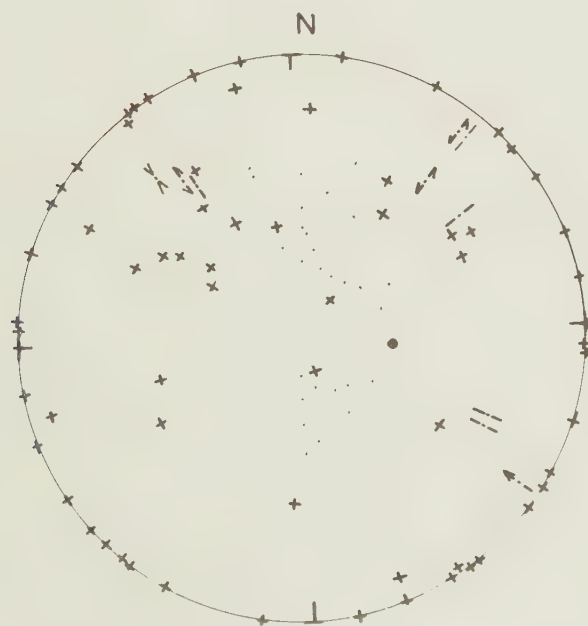


FIG. 17. — Stéréogramme relevé dans la région située à l'Ouest de Lourtiga. (Anticlinal de la montagne d'Espichadère).

↖ Direction d'étirement des zones boudinées.

Même légende que ci-dessus.



FIG. 18. — Stéréogramme relevé à la Porte d'Arouge.

Même légende que précédemment.

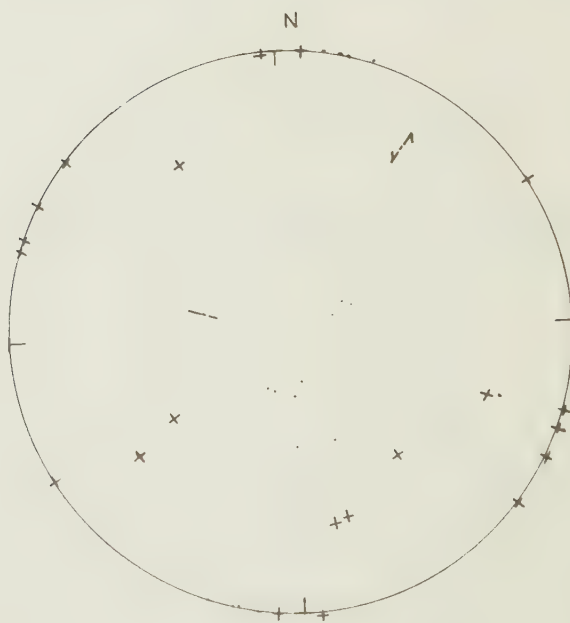


FIG. 19. — Stéréogramme relevé au cap de Hounts Secs.

Même légende que précédemment.

contrebas de ces affleurements, les pendages sont tous faibles et orientés vers le Sud (DES-TOMBES, rapport B.R.G.M., 1951). Le profil E met en évidence le grand rayon de courbure du synclinal. La montagne de Couartaou est limitée au Nord et au Sud par des failles, dont le tracé suit le fond des vallons descendant respectivement du lac de Caillaouas et du lac de Pouchergues.

Vers l'Est, au-delà du col de Couartaou, le synclinal disparaît sous le granite du Lys-Caillaouas, comme l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes. Comme pour cet anticlinal, on peut retrouver les reliques de la structure du pli dans l'orientation des septa schisto-calcaires du massif granitique, enclaves subhorizontales des parois nord et sud du massif des Gourgs Blancs, enclaves redressées et en éventail dans la muraille du pic Gourdon, entre les Gourgs Blancs et le pic Spijeoles (photo 2, pl. XIII). Il semble, autant que la continuité latérale puisse être admise, que ces dernières correspondraient au flanc nord du synclinal; flanc limité au Nord par l'importante faille du ravin de Caillaouas, qui passe ici à la « Brèche des Spijeoles ». La direction moyenne de l'horizontale de ces couches redressées est N 100° E à N 110° E.

Le flanc nord du synclinal est séparé par la faille de Caillaouas d'un nouveau compartiment, le panneau du pic du Midi de Génost, de pendage moyen de 45° vers le Sud et de direction moyenne de l'horizontale des bancs N 100° E. Au Sud, on observe le passage des couches à pendage faible du flanc sud du synclinal aux couches redressées et même localement renversées du flanc nord de l'anticlinal d'Aygues Tortes. On notera que, vers le Nord-Ouest, les deux failles précédentes convergent de manière à délimiter le synclinal.

Peuvent être rattachées sans doute également à ce synclinal les enclaves subhorizontales ou à pendage faible qui affleurent dans le massif granitique tant dans les contreforts du pic Spijeoles que dans ceux de la Tusse de Montarqué et sur l'arête nord du pic Quairat. On trouve cependant sur la crête entre le pic Belloc et le pic Spijeoles une série d'enclaves redressées tantôt schisto-gneissiques et tantôt calcaires, de direction moyenne N 100° E, qui témoignent d'une ondulation que l'on ne peut rattacher à aucune des grandes structures voisines.

2) La faille du lac de Caillaouas (profils E et G).

La figure 16 donne le stéréogramme des stries relevées sur les parois de la gorge déterminée à l'aval du lac de Caillaouas par le passage de la faille qui limite au Nord le synclinal de Couartaou. La surface de mouvement elle-même est invisible dans cette gorge et on n'observe que des traces de mouvements qui se sont produits entre les bancs ou dans des compartiments limités situés à proximité des lèvres de la faille. La surface de mouvement peut être mise en évidence par la construction de profils (voir p. 211). On constate alors (profil E) qu'au voisinage de la surface topographique entre le lac et Lassoula, cette surface de mouvement a le même pendage que les schistes et quartzites du panneau du pic du Midi de Génost qu'elle limite au Sud. Ce pendage est de 40° vers le Sud. C'est aussi l'inclinaison de la surface structurale des « Pales des Cortalets », qui forme le flanc sud du pic du même nom. Cette surface structurale, ainsi que celle qui forme le flanc sud de la montagne de Couartaou, apparaît de façon frappante à partir du pic d'Estos (photo de la page de garde). Au Sud-Est du lac, dans le granite, la surface est verticale (profil C) et orientée N 100° E à N 110° E. Cette faille peut encore être décelée vers le Nord-Ouest, à l'entrée du vallon de la Pez, où, aux environs d'un petit ouvrage de captage hydro-électrique, affleurent les schistes et quartzites bleus de l'Ordovicien, alors que dans le vallon lui-même, un peu au Sud-Est,

les schistes homologues au point de vue stratigraphique sont très micacés et de teinte noire. Ils appartiennent là au flanc nord-est de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes. Dans la région du pic du Midi de Génost et à l'entrée du vallon de la Pez, la faille devient à nouveau verticale, en même temps qu'elle prend la direction N 120° E à N 130° E.

Ce changement de direction de la faille, que n'accompagne d'ailleurs pas, ici, le changement de direction des couches, fait partie de ce que nous avons appelé la *virgation de Lassoula*. On peut admettre que l'inclinaison sud-est, toute locale, que manifeste la surface de mouvement entre le lac et Lassoula, est liée à cette inflexion. Une faille suivant le ravin de Pouchergues présente des caractères identiques.

Un vallon raide permet d'accéder depuis la cabane de la Pez au replat structural de Miars. Le col par lequel le vallon s'ouvre sur ce replat correspond à une zone hachée par des fractures en relation avec la faille de Caillaouas. La falaise, à tracé rectiligne, limitant au Nord-Est le replat des lacs de Miars est peut-être également une dépendance de cette faille, qui passerait à sa base, mais le fait est difficile à vérifier en raison des difficultés d'accès. Vers le Nord-Est encore, dans la vallée du lac de Lustou, le tracé de la faille paraît se confondre avec celui de la surface de chevauchement à la base de la couverture gothlandienne et dévonienne. Dans toute cette région, le tracé faillé suit une direction variant entre N 135° E et N 150° E. Les photographies aériennes montrent qu'elle est subverticale.

Aux environs du lac de Caillaouas, vers l'Est, l'accident, maintenant orienté N 110° E, affecte le granite du Lys-Caillaouas, qui présente notamment, à l'aval du lac, plusieurs lames mylonitiques d'aspect pulvérulent, renfermant des éléments amygdalaires de quelques millimètres. Un rejet latéral apparaît à l'examen des contours cartographiques du granite.

Au Sud-Est du lac, on peut suivre la faille dans le granite et les enclaves schisteuses. A la brèche des Spijeoles, du Nord au Sud, on rencontre successivement le granite affecté de diaclases parallèles à la faille et de plus en plus serrés, puis le granite écrasé, prenant une teinte verdâtre et enfin une mylonite compacte. Chacun de ces éléments a une épaisseur de quelques mètres. On rencontre ensuite, sur plusieurs décimètres, alternant par places avec le granite écrasé, un calcaire karstifié renfermant des fragments siliceux bréchifiés, et affecté de schistosité parallèlement à la direction de la faille. Vers le Sud, une mylonite granitique forme la limite méridionale de ce calcaire, suivie d'un schiste micacé assez violemment plissé, visible sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur. Ces plissements sont assez exceptionnels, car dans la plupart des enclaves du massif, la foliation est approximativement plane et parallèle aux limites des enclaves en forme de lames ou de feuillets.

Au passage de la faille correspond, plus à l'Est encore, le revers méridional du verrou glaciaire formant le lac glacé d'Oô, puis celui du verrou du lac du Portillon. Enfin, la faille se poursuit sous les éboulis et détermine très probablement les fractures nombreuses que l'on observe au col inférieur de Litayrola.

En territoire espagnol, le tracé de la faille rejoint celui de la faille de Consaterre aux environs du confluent de la vallée de Ramuñe et de celle de l'Esera.

3) L'anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère (profils B, F, G).

Au Nord de la faille du lac de Caillaouas, on doit distinguer deux sous-zones, appartenant toutes deux au même pli anticlinal et séparées par la « faille de la Porte d'Enfer », de direction N-S. A l'Ouest de cette faille, la montagne d'Espichadère est constituée de couches horizontales, puis à faible pendage vers le Nord (fig. 17). Ces couches comprennent de haut en bas (profil F) : des schistes et quartzites ordoviciens à éléments calcaires, des calcaires ordoviciens, épais de plusieurs dizaines de mètres, formant une corniche découpée en colonnes,

et liés à un conglomérat infra-ordovicien, puis des quartzites à lits sombres et micacés, rapportés au Cambrien, enfin le massif de Tramezaygues, en batholite, à limites en général concordantes avec la stratification et en filons satellites interstratifiés ou non. En rive gauche de la vallée de Louron, dans la montagne de Tramadits, la série est symétrique et prolonge les formations précédentes, les calcaires ordoviciens étant seulement plus étirés qu'en rive droite (profil G). Au Sud de ces lieux, on peut examiner, à l'entrée de la vallée de la Pez, dans les gorges de Clarabide, au Sud de Tramezaygues, ainsi que dans les contreforts du pic de Cortalets, le panneau du pic du Midi de Génost, à pendage variant de 45° vers le Sud à la verticale, et dont on remonte la série en allant vers le Sud. Ce panneau est séparé de la zone de la montagne d'Espichadère par une nouvelle faille, sensiblement parallèle à la faille du lac de Caillaouas, mais au Nord, passant très exactement à la Centrale de Tramezaygues. Cette faille forme le fond du ravin d'Enfer au Sud-Est de la Centrale, puis elle suit les pentes de la montagne de Tramadits, au Nord-Ouest, dans lesquelles elle se recourbe de telle sorte que son tracé s'infléchit pour passer sur le flanc sud du pic d'Estos, non loin du sommet (profil G).

Au total, on peut considérer que l'ensemble de la montagne d'Espichadère et du panneau du pic du Midi de Génost forme un anticlinal à cœur granitique, à grand rayon de courbure, faillé, et à flanc sud redressé. Malgré l'inflexion structurale que manifeste la présence de la faille, la direction moyenne de l'horizontale des couches demeure comprise entre $N\ 80^\circ\ E$ et $N\ 110^\circ\ E$ (fig. 15).

A l'Est de la faille de la Porte d'Enfer, l'homologue de cet anticlinal est représenté par un pli faillé dont le cœur affleure au lac d'Oô. Son flanc méridional, redressé comme dans la région précédente, est constitué par de volumineux conglomérats infra-ordoviciens, sur lesquels reposent les schistes et quartzites bleus à éléments calcaires de l'Ordovicien, eux-mêmes recouverts, selon un contact plongeant vers le Sud, par le granite du Lys-Caillaouas (DESTOMBES et RAGUIN, 1948).

Les enclaves du granite, à pendage faible, dessinent un synclinal vers le pic Spijeoles. Le flanc méridional de l'anticlinal du lac d'Oô devrait être aligné, selon une direction $N\ 100^\circ\ E$ environ, avec le flanc méridional de l'anticlinal de la montagne d'Espichadère, flanc représenté par le panneau du pic du Midi de Génost. Or, un décalage de près de un kilomètre existe entre les deux flancs méridionaux. C'est le front nord du massif granitique qui fait suite vers l'Est au panneau du pic du Midi de Génost. Quant au flanc sud redressé de l'anticlinal du lac d'Oô, il s'aligne avec la partie subhorizontale de la montagne d'Espichadère. Le flanc nord, lui, souligné par les conglomérats infra-ordoviciens sur lesquels reposent les schistes et quartzites bleus à éléments calcaires, est également redressé et à fort pendage vers le Nord. Par contre, le flanc nord de la montagne d'Espichadère, qui est aligné avec lui, est relativement peu incliné. La direction de l'horizontale des couches varie dans les deux cas de $N\ 80^\circ\ E$ à $N\ 110^\circ\ E$ (fig. 18, 19, 20, 21).

Au cœur du pli du lac d'Oô, c'est-à-dire sur les rives mêmes du lac, affleure la série des quartzites verts attribués au Cambrien. Leur pendage est faible. Le contact de cette formation avec chacun des deux flancs redressés du pli a lieu par deux failles dont la présence peut être décelée à l'affleurement. L'accident septentrional n'est autre que le « pli-faille de Goueillérisés » décrit par G. ASTRE (1938).

Les signes de déformation tectonique sont nombreux dans le cœur comme dans les flancs du pli. A l'échelle de l'affleurement, ce sont des plissements complexes, des passages diacласés ou disloqués. Notons que G. ASTRE, conscient de ces déformations, a décrit comme la charnière d'un pli couché les filons granitiques en forme de boucle aplatie qui affleurent sur la paroi au Sud-Ouest du lac.



FIG. 20. — Stéréogramme relevé dans le vallon de Néré.

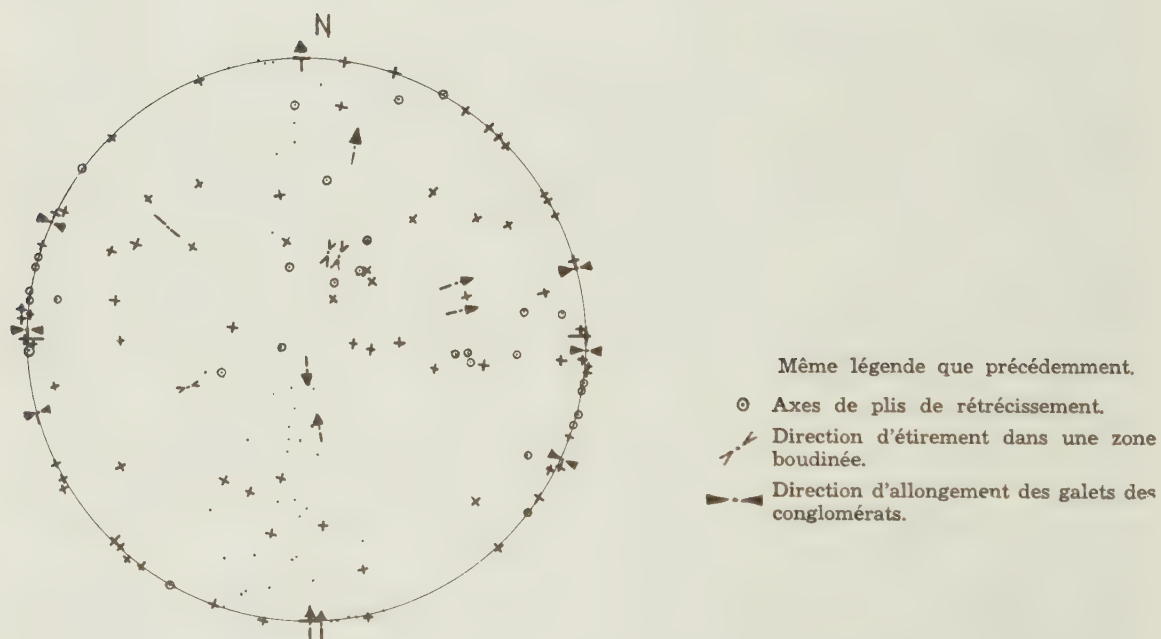


FIG. 21. — Stéréogramme relevé dans le val d'Arouge et sur le versant ouest du lac d'Oô.

Le pli anticlinal du lac d'Oô apparaît donc, du point de vue stratigraphique, comme l'homologue du pli de la montagne d'Espichadère. Il est cependant nettement plus comprimé que ce dernier, puisque ses deux flancs sont redressés et faillés.

Les filons de granite fin à deux micas interstratifiés ou non dans les quartzites qui apparaissent dans les parois surplombant à l'Est et au Sud le lac d'Oô, représentent l'homologue du batholite de Tramezaygues-Espichadère.

4) La faille de la Porte d'Enfer.

Cet accident de direction approximative N-S apparaît sur le bord occidental du lac de Caillaouas, dont il détermine les escarpements. A l'Ouest affleure un triangle de granite, à l'Est, les schistes ordoviciens. Son existence détermine, plus au Nord, l'emplacement du col de la Porte de Caillaouas (2 543 m), entre le pic de Belle Sayette (2 815 m) et le pic de Courtalets (2 705 m). Les différents contreforts ouest du pic de Belle Sayette sont franchis de façon caractéristique par la faille. *On voit à chaque passage une mince formation de calcaire karstifié et schistifié parallèlement à la faille, riche en sidérose et en éléments siliceux broyés. L'ensemble, apparemment, a rempli un espace de 1 à 2 dm entre les lèvres.* Plus au Nord encore, la faille passe dans la dépression de Lourtiga où elle affecte, sans décrochement important, le Gothlandien et le Dévonien.

5) La formation de Lourtiga.

C'est ainsi qu'a été dénommé un complexe fait de lames, de lentilles et de masses polyédriques de calcaires dévoniens clairs, de schistes et quartzites dévoniens noirs, de schistes carburés et de calcaires noirs gothlandiens, tous éléments de dimensions très variables et *présentant entre eux des relations géométriques capricieuses issues de mouvements tectoniques.* Ces relations échappent à toute représentation cartographique. Le complexe, qui sera étudié en détail, occupe plus spécialement le fond du vallon de Lourtiga et les pentes situées à l'Ouest de ce vallon. On l'observe occasionnellement à la base de la surface de chevauchement du pic d'Aret, notamment vers le pic Sarrouyès; il se présente plus fréquemment dans le val d'Esquierry et le val de Medassolès. On l'observe notamment aux granges d'Astau, à la base du val d'Esquierry. Il se localise normalement au contact entre les schistes carburés et le Dévonien, dont la base est plus spécialement calcaire dans la région étudiée.

6) Le Dévonien de la couverture septentrionale.

Aucune raison ne permet de penser que les terrains gothlandiens et dévoniens à l'Est de la vallée de Luron soient en position de repos anormal sur les terrains anté-gothlandiens et les granites plus méridionaux. Au contraire, le parallélisme des contours, reflétant l'alignement des axes tectoniques, conduit à penser à un contact parfaitement normal. La direction de l'horizontale des couches oscille autour de N 110° E dans le Dévonien comme dans les terrains anté-gothlandiens. En outre, les pendages vers le Nord sont nettement plus forts à l'Est du Luron que dans la couverture chevauchante du pic d'Aret, comme si, au lieu de chevaucher, les terrains avaient seulement été redressés et comprimés (profil A). Un style tectonique comparable affecte l'anticlinal du lac d'Oô et le Dévonien qui lui fait suite au Nord. La forme de cet anticlinal est celle qu'aurait pu provoquer, par exemple, un resserrement entre le granite du Lys-Caillaouas au Sud, et cette couverture redressée dévonienne au Nord.

7) Le Carbonifère de la couverture septentrionale.

Deux éléments constituent cette formation : les schistes et calcaires dinantiens d'une part, les grès et schistes westphaliens discordants sur les terrains plus anciens, d'autre part.

Du Sud au Nord, le Dinantien, d'abord redressé comme le Dévonien, présente des plis serrés et même pincés, aux environs du col de Peyresourde, puis des plis plus largement ouverts.

Le Westphalien est normalement peu plissé. Ainsi, dans la région du Tuc Salavané, présente-t-il simplement une disposition tabulaire avec faible pendage vers l'Est, en discordance sur des schistes, quartzites et calcaires dévoniens et dinantiens. Vers l'Ouest, aux confins de la région cartographiée, il constitue un vaste synclinal à couches redressées dont la direction N 110° E est remarquablement constante.

Par contre, de part et d'autre de la vallée du Louron, des plissements violents affectent ce niveau, en même temps que le Dévonien et le Dinantien. Ces déformations paraissent liées, comme les mouvements qui ont conduit à la « formation de Lourtiga », à la naissance du chevauchement du pic d'Aret. C'est ainsi que les directions de l'horizontale des couches varient de N 10° E à N 150° E de façon capricieuse, dans la moitié sud du bassin westphalien des Agudes et du cap de Pales et dans le bassin du bois de Lapadé (fig. 22). De même, le contact Westphalien-Dévonien, au Sud du bassin westphalien du bois de Lapadé, sur le versant ouest du Louron, a lieu par une faille à pendage sud, contrairement au pendage général des séries (profil H). Ces violents mouvements rendent parfois méconnaissable la discordance angulaire, pour peu qu'à l'origine, celle-ci ait été faible localement. Ce n'est que par la cartographie qu'elle peut alors être mise en évidence (fig. 9, 10). On constate alors que le flanc sud des bassins westphaliens est en concordance apparente avec le Dinantien, et que c'est seulement au Nord que la discordance apparaît.



Même légende que précédemment.

FIG. 22. — Stéréogramme relevé des granges de Génost au pic de Bassia, sur le versant ouest de la Neste de Louron.

Au Sud du cap de Pales, le sommet de Pène Nère (2 274 m) est constitué de quartzites verts westphaliens, reposant en discordance sur le Dévonien. Sa limite sud est une faille qui, on l'a déjà signalé, coïncide avec une lame calcaire traversant tout le massif situé entre la vallée de Louron et la vallée d'Oô. Cette disposition explique le contour surprenant de l'affleurement de grès verts.

Un lit calcaire de quelques mètres d'épaisseur est visible sur le flanc sud renversé du synclinal du bois de Lapadé (profil H), où il tapisse à la base la surface structurale des grès verts westphaliens. Ce niveau calcaire joue un rôle analogue à celui du sommet de Pène Nère, vis-à-vis des formations voisines.

D. — RÉCAPITULATION

Les unités structurales et les accidents majeurs, inconnus jusqu'à présent, et que la cartographie au 1/20 000 a permis de mettre en évidence, sont les suivants :

1. — Le synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou, ses prolongements faillés occidentaux et orientaux et son flanc méridional chevauchant, probablement jusqu'à la Punta Suelsa et la haute Cinqueta.
2. — Le prolongement jusqu'à la vallée de la Neste de Louron du chevauchement de Gèdre-Gavarnie.
3. — La faille du vallon de Consaterre, qui prend en écharpe l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes.
4. — La faille de la Porte d'Enfer, dont le rôle est de partager les deux moitiés de l'anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère.
5. — Les petits panneaux du pic du Midi de Génost, de la crête de Couartaou, du pic Gourdon.
6. — Les bassins synclinaux westphaliens du bois de Lapadé, des Agudes et du cap de Pales, et du Tuc Salavané.

Les unités déjà connues, dont nous avons été amenés à modifier les contours ou à préciser la structure sont :

1. — L'anticlinal de La Géla, dont le cœur granitique est situé dans le prolongement des formations homologues de Héas et de Gèdre.
2. — L'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, dont l'axe est orienté N 120° E, et non N 100° E comme l'indiquent les contours de la feuille de Luz. Il n'est pas en relation avec le massif granitique du Lys-Caillaouas, contrairement à ce que suggèrent ces mêmes contours.
3. — La faille du lac de Caillaouas, dont l'inclinaison locale à 40° vers le Sud-Ouest traduit l'inflexion de Lassoula.
4. — Les plis synclinaux affectant le Dévonien et le Dinantien aux environs du col de Peyresourde.

Enfin, des contours erronés ont été rectifiés, tel que celui qui situait le calcaire du Dévonien supérieur au pic des Agudes (feuille de Bagnères-de-Luchon, 1^{re} et 2^e éd.), alors que ce pic, qui comprend quelques lits calcaires, est essentiellement constitué par les schistes et les quartzites verts westphaliens.

Les unités tectoniques qui s'individualisent au Permo-Carbonifère ont vu naître des massifs cristallins. Avec l'aide de l'analyse structurale, des relations chronologiques précises entre phénomènes tectoniques et pétrogenèse seront établies au cours des chapitres qui vont suivre. Nous allons d'abord décrire en détail, au chapitre V, les différents massifs cristallins.

CHAPITRE V

MONOGRAPHIE DES MASSIFS CRISTALLINS

I. LE CADRE STRUCTURAL

De longue date, les auteurs ont distingué, dans la zone primaire axiale, deux types de massifs granitiques. Le premier correspond aux massifs apparaissant au cœur des anticlinaux, liés intimement à des gneiss et à des micaschistes. Le second type, aux massifs à bords circonscrits, dont les contours recoupent ceux des terrains paléozoïques les plus divers, et qui donnent lieu dans ces terrains à une auréole de métamorphisme de contact. C'est la distinction établie par A. LEYMERIE entre le « granite normal » et le « granite protéique », par J. CARALP, entre le « granite fondamental » et les « granites transverses ». M. DALLONI sépare les massifs appartenant aux deux types dans ses cartes (1910, 1930), H. J. ZWART (1953, p. 122) figure d'une part le « granite à biotite » et d'autre part, un ensemble comprenant « migmatites, ortho-gneiss ou granite à muscovite, micaschiste ». M. CASTERAS (1954, p. 180), figure de même des « gneiss » et des « granites ».

Lorsqu'on cherche à reconstituer le tracé des côtes du territoire émergé au cours des mouvements bretons, ou viséens, précédemment étudiés, on est frappé par la relation qui paraît exister entre les contours de la région exhaussée et la répartition des massifs du premier type, tous situés à l'intérieur de ces contours. Le caractère approximatif de ceux-ci est évident. Néanmoins, cette liaison apparente est bien visible par exemple sur le territoire de la feuille de Luz, où l'on suit le tracé d'un bras de mer, ou d'un fjord, correspondant au synclinal de Cauterets et de Sia de A. BRESSON, et à une partie du synclinal de Cadéac. Dans ce bras de mer se sont déposées des lydiennes. Au Sud, la région émergée, sans lydiennes mais avec des niveaux détritiques, correspond à l'aire d'affleurement du massif cristallin de Bielsa - Héas - Gavarnie et à l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes défini dans ce travail. Au Nord, le synclinal d'Argelès et les brachyanticlinaux à noyau cristallin de Gripp et de Conques sont compris eux aussi dans un territoire émergé. P. HUPÉ (1951a) y note des traces de transgression au Dinantien.

De façon plus précise, dans la région étudiée au cours de ce travail, on peut remarquer le style tectonique particulier qui caractérise les parages du col de Peyresourde et des montagnes de Loudenvielle, où ont été mis en évidence les signes d'émergence au Dinantien. Du Nord au Sud, on voit des synclinaux et des anticlinaux dans le Dévonien et le Carbonifère, d'abord largement ouverts, puis de plus en plus serrés jusqu'aux environs du col. Brusquement leur fait suite un synclinal dinantien de grande amplitude sans complications de détail. Le flanc méridional de ce pli présente une série continue, à quelques accidents près, jusqu'à un niveau relativement profond de la formation anté-gothlandienne. Au-delà, on se trouve dans une zone anticlinale dans laquelle affleurent des massifs cristallins, parmi lesquels plusieurs peuvent être rapportés au premier des deux types cités plus haut, en particulier le granite de Bielsa.

Dans la mesure où l'on admet l'éventualité selon laquelle certains des massifs du premier type se seraient formés précocement par rapport aux mouvements orogéniques paroxysmaux hercyniens, ce qui paraît conforme à l'opinion de la plupart des auteurs ayant étudié les gneiss pyrénéens, on peut voir une relation de cause à effet entre cette formation et l'exhaussement aboutissant à une émergence. On pourrait ainsi expliquer localement la brusque différence de style tectonique que l'on perçoit au col de Peyresourde, par la présence d'un noyau cristallin conférant une certaine rigidité au massif en voie d'émergence. Seuls des levés exécutés dans l'ensemble de la chaîne, dans toutes les zones où le contact du Dévonien et du Dinantien est voisin des affleurements de massifs du premier type, permettraient d'aborder cette question qui n'est ici qu'entrevue. On se contentera d'examiner les divers massifs cristallins dans le cadre ainsi défini localement.

II. LES GRANITES DU LYS-CAILLAOUAS ET DE LA MALADETTA

A. — HISTORIQUE

Plusieurs auteurs ont déjà souligné les analogies existant entre ces deux massifs figurés d'une manière distincte sur la carte au 1/80 000. Leurs ressemblances et leurs différences ont été précisées au cours de ce travail, et pour cette raison, ils seront examinés ensemble.

DE CHARPENTIER (1823) a décrit le granite du Lys-Caillaouas et, le premier, a observé l'empilement d'enclaves schisto-gneissiques qui le caractérise.

MALLADA (1879) a examiné tous les hauts massifs des Pyrénées centrales et a précisé les contours du massif de la Maladetta.

LEYMERIE (1881, p. 155), a distingué à juste titre, comme l'a fait remarquer J. DURAND (1939), dans la Haute-Garonne, un *granite normal*, un *granite mixte* et un *granite dit protétique*. Le premier, le « granite type » des Pyrénées, constitue le massif de la Maladetta et une certaine partie de la crête (frontière). Le second, formant la majeure partie de cette crête, correspond essentiellement au granite porphyroïde. Le troisième correspond, d'après la descrip-

tion de l'auteur, à de véritables migmatites, systématiquement associées au « Cambrien ». L'auteur décrit à part les granites des deux premiers types.

Dans la Maladetta, le granite à grain homogène de teinte gris très clair, renfermerait quartz, orthose et albite, biotite et parfois amphibole. Il représente le type normal.

L'auteur cite l'observation de CORDIER (1804, p. 265) selon laquelle, « de distance en distance, le granite est coupé par des bancs minces presque verticaux et dans la direction générale, composés de porphyre blanc, opaque, à base de pétrosilex contenant des cristaux petits et rares de feldspath et de quartz ». Pour LEYMERIE, c'est « une eurite compacte très siliceuse d'un blanc sale et d'un éclat mat », qui passe en quelques points à un porphyre.

Les blocs formant chaos au sommet du Nethou sont composés d'une roche particulière, à structure porphyroïde, passant à l'elvan. On y observe une pâte granitique microgrenue gris très clair, de petits cristaux simples d'orthose « dont la coupe offre quelquefois des rectangles étroits très réguliers », peu de micas et d'amphiboles. L'eurite précédente peut sans doute être considérée comme une variété de cette roche.

Les relations du granite avec le calcaire « silurien » redressé, qui le recouvre au Nord, montrent notamment dans un réduit au pied du pic Padern, « que le granite ne pénètre nullement dans ce réduit et que le calcaire qui le constitue n'a subi de la part de cette roche aucune influence ». Les éboulis de calcaires ne présentent pas non plus de traces de granitisation.

Le granite se prolonge vers l'Ouest et passe d'un versant à l'autre au-dessus des bains de Venasque.

La crête frontière, granitique depuis le Port Vieil à l'Est, ne présente le granite *mixte* (granite porphyroïde) qu'à partir de la Tusse de Maupas. Le granite ne diffère de celui de la Maladetta que par la présence de cristaux porphyroïdes d'orthose maclée.

La position anormale du granite d'Oô (granite du Lys-Caillaouas), qui repose « en surincombance » sur les schistes, a été remarquée par LEYMERIE, notamment au pied nord des Crabioules et au lac d'Oô. Cet « effet mécanique » se montrerait assez fréquemment dans les Pyrénées, tant du côté de la France que sur le revers espagnol. Les assises de gneiss et de schistes cristallins enrobées dans le granite sont examinées dans le détail vers le pic Quaïrat. Pour l'auteur, la présence de fragments inclus qui ne sont même pas altérés sur les angles indique que le granite était dans un état de mollesse prononcée, mais à une température modérée.

CARALP (1888) établit la distinction, dans l'ensemble de la chaîne pyrénéenne « d'un granite fondamental, servant de substratum au gneiss et s'y liant intimement », et des granites « transverses par rapport aux couches », qui les ont traversées nettement et les ont métamorphosées. Parmi ces derniers, certains se sont « réellement épanchés à l'état pâteux à travers ces couches (vrais granites éruptifs) ». Ce sont les granites « actifs ». D'autres « ont été poussés à l'état solide à travers les terrains sédimentaires à la faveur de failles ou de mouvements de l'écorce terrestre ». Ce sont les granites « passifs » (p. 480).

Pour cet auteur, le granite de la Maladetta, avec ses satellites d'Oô et de Viella, de types pétrographiques voisins, appartient au second type. Il joue un rôle « passif » vis-à-vis des calcaires de la Pena Blanca (p. 490 et 503) considérés par CARALP comme siluriens (p. 398).

L'auteur donne, en outre, un « essai de classification des granites des Pyrénées » (p. 506), principalement valable pour l'Ariège et les Pyrénées Centrales. La classification est pétrogra-

phique mais présente le défaut de suggérer parallèlement une chronologie d'après la composition pétrographique.

LACROIX (1900), dans sa classique analyse pétrographique du « Granite des Pyrénées » fait le recensement de tous les types pétrographiques de plusieurs des grands massifs. Dans le massif du Lys-Caillaouas, l'éminent pétrographe distingue, par un examen minutieux, à côté du granite porphyroïde de la région de Caillaouas, du glacier des Gourgs Blancs et du lac glacé d'Oô, un granite surmicacé, des granites à deux micas, ou à muscovite. Il étudie également en détail les contacts métamorphiques. Le sommaire de ses descriptions est le suivant :

Le granite normal est porphyroïde, à grands cristaux d'orthose, ce type feldspathique paraissant constant dans tout le massif. La biotite est souvent altérée en pennine et, dans ce cas, on observe la présence de rutile ou de brookite. Le granite peut aussi se présenter sans cristaux porphyroïdes.

Vers les contacts, on observe les granites surmicacés, riches en biotite, zircon, apatite, pauvres en orthose. Une variété contient du sphène limpide. Les granites à deux micas et à muscovite seule, visibles également près des contacts, présentent de l'orthose accompagnée ou remplacée par du microcline. Enfin, sur les bordures, les pegmatites avec quartz, microcline, orthose, muscovite, tourmaline, sont également abondantes.

LACROIX distingue et décrit les contacts métamorphiques de types variés : schistes, calcaires et roches associées. Ce sont des schistes sériciteux progressivement enrichis en biotite, des micaschistes, des schistes micacés à andalousite, à sillimanite (fibrolite), à staurotide, à gédrite et des schistes complexes, ainsi que des leptynolites. « Les calcaires sont rubanés, très cristallins et renferment quelques cristaux de pyroxène, de hornblende, de grenat grossulaire, de wollastonite, etc... ». Des lits atteignant un décimètre d'épaisseur peuvent être totalement silicatés. L'auteur signale particulièrement « ceux formés de grenat grossulaire rosé, de diopside vert clair, avec ou sans un peu de quartz, de pyrrhotite, d'épidote, de sphène ». D'autres bancs ont une composition mixte, diopside et épidote, ou encore diopside, grenat, wollastonite, hornblende, épidote, sphène avec un peu de calcite. Enfin, il y a des roches rubanées, à pâte euritique, souvent constituées par des lits de grains de quartz très fins associés à de l'amphibole et à du pyroxène. L'amphibole peut former au milieu des grains de quartz « des houppes palmées des plus élégantes », ou encore « des lits distincts en plages dentelliformes ».

Enfin, LACROIX décrit quelques filons lamprophyriques observés dans la même région.

Pour M. DALLONI (1910, p. 113 et 114), le granite de la Maladetta, mis en place après le Carbonifère moyen puisqu'il métamorphise les schistes houillers du Plan des Etangs, présente des variations de facies notables. Comme l'ont observé ses prédécesseurs, DALLONI rappelle que le granite est le plus souvent amphibolique au voisinage des contacts, surmicacé dans les contacts schisteux, et peut encore passer au granite porphyroïde analogue à celui du massif d'Oô, « bien que les cristaux d'orthose n'y soient jamais d'aussi grande taille ». Cet auteur a observé cette dernière variation vers l'intérieur et même près de la bordure sud du massif : entre le pic d'Aneto et Valibierne, autour de l'hôpital de Viella, dans la Noguera Ribagorzana. Les enclaves schisteuses et même calcaires sont abondantes à la périphérie du massif et même à une grande distance de la bordure. Ce sont en général des formations appartenant au Carbonifère et au Dévonien. Cependant, sur le contrefort de Las Trabadas, en rive gauche de l'Esera, on observe des paquets de schistes et quartzites du facies ordovicien « presque com-

plètement enclavés par la roche éruptive ». Enfin, l'auteur observe la présence de taches grises et traînées en relief paraissant constituer des enclaves endopolygènes.

Le granite de la Maladetta occupe la place d'une aire anticlinale, et il paraît avoir remplacé une large bande paléozoïque constituée par l'Ordovicien (lambeau de Las Trabadas), le Silurien supérieur et même la partie inférieure du Dévonien sur le flanc nord du massif.

Le granite d'Oô - Astos est décrit avec ses caractères essentiels (p. 114). M. DALLONI insiste notamment sur la présence des enclaves énormes étudiées par LACROIX, et sur la persistance du facies porphyroïde jusqu'à l'extrême voisinage des contacts, à l'inverse des autres massifs pyrénéens qui, selon LACROIX, ne sont porphyroïdes qu'au cœur des massifs. La granulite filonienne est signalée, avec sa grande largeur, à Clarabide et sous le Portillon. Le granite est bordé au Sud-Est et au Sud-Ouest par l'Ordovicien. Au Sud, il est limité par une dalle calcaire, attribuée par ailleurs par l'auteur sur des bases paléontologiques (p. 75) au Dévonien. Cette dalle peut même être enclavée dans le granite.

Dans les Pyrénées Catalanes, les massifs de Campcardos et de Vall Civera, et de la Junquera, présentent des caractères pétrographiques analogues. DALLONI (1930, p. 127) le rappelle, en insistant, par ailleurs (p. 128) sur un caractère signalé par plusieurs auteurs : l'aspect stratiforme des granites observé dans la vallée du Sègre par LEYMERIE (1868), leur schistosité parallèle à celle des schistes encaissants, en Andorre (CHEVALLIER, 1925, *in* DALLONI), et des faits analogues aux environs d'Aix et de Luchon par CARALP.

La partie étudiée plus spécialement par E. RAGUIN (1934) correspond à l'Est du cirque du Lys.

E. RAGUIN définit le massif de granite du Lys-Caillaouas comme un empilement de laccolites, et non comme un petit batholite.

Le granite, très généralement porphyroïde, à biotite, présente dans cette région des variations leucocrates ou mélanocrates considérées comme accidentelles et n'ayant pas de limites nettes ni de distribution systématique. La structure du granite normal est toujours orientée suivant un plan analogue à une schistosité et concordante avec la disposition des schistes enclavés. Ceux-ci dessinent une sorte d'éventail dans la partie nord du massif. Les feuilletts intrusifs « sont ici d'épaisseur constante, et ailleurs gonflés à la manière de gros amas ».

La feldspathisation des schistes de l'auréole conduit à des gneiss et leptynites ou à un réseau dense de filonets de granite, pegmatite, aplite ou quartz. Ces caractères sont observés aussi dans les schistes des enclaves.

L'abondance relative des filons andésitiques (lamprophyres) déjà reconnus par LACROIX est mise en évidence. Ces roches, bien que postérieures au granite, appartiennent au même cycle éruptif.

La fissuration du granite, très régulière, présente deux principaux systèmes de fissures, l'un parallèle à la direction générale du massif, et l'autre, perpendiculaire. Cette fissuration serait, selon l'auteur, *immédiatement consécutive* à la mise en place du granite. En effet, elle est antérieure à la phase des filons des pegmatites et andésites qui utilisent parfois le second des systèmes. D'autres traces de déformations, attribuées à des mouvements synchrones de la mise en place, sont décrites : *plissements pygmatiques* des filonets de quartz, pegmatites, aplites, boudinage des bancs gréseux dans les schistes encaissants ou dans les enclaves.

L'auteur se garde de considérer ces traces de déformations comme les indices du caractère

syntectonique du massif par rapport aux mouvements orogéniques hercyniens. Il note en particulier que l'homogénéité pétrographique et l'absence de surfaces mylonitiques sont des arguments contre une telle hypothèse.

Les conditions de gisement correspondraient plutôt à une mise en place post-tectonique comme pour la plupart des granites pyrénéens. Pour l'auteur, ces granites se présentent « à la manière d'intrusions ou d'assimilations réalisées en l'absence de déformations orogéniques importantes contemporaines, et épargnées ensuite par les dislocations ultérieures ».

Dans une note fondamentale, E. RAGUIN et J. P. DESTOMBES (1948) ont repris et complété l'analyse structurale du massif, en examinant notamment sa terminaison ouest.

La structure d'ensemble comprend le corps septentrional, ayant la disposition d'une gerbe en éventail, suivi d'un corps méridional en forme de voûte surbaissée. Les deux corps sont séparés par une bande de gneiss affleurant à l'Ouest du massif, bande à laquelle est liée une zone mylonitique. Cette dernière correspond sans doute à une faille directionnelle ayant fait jouer le corps granitique du Nord relativement à celui du Sud. Les auteurs posent la question de l'âge de cet accident, hercynien, crétacé ou tertiaire.

La terminaison axiale de la voûte vers l'Ouest - Nord-Ouest montre un enfoncement des gneiss de contact sous le granite. On peut donc émettre l'hypothèse que ce dernier repose sur un plancher de schistes métamorphiques, mais il est possible que la voûte repose aussi sur du granite indifférencié qui n'affleure pas ici.

Un massif de granite aplitique, ou de granulite, accompagné de filons couches de la même roche ainsi que de pegmatites, existe à l'Ouest du massif précédent. Il a son plus grand développement au Nord de la Centrale de Tramezaygues. Les gneiss de contact des deux massifs sont à peu près confondus et leur répartition suggère « une liaison magmatique presque continue entre le massif granitique Lys-Caillaouas et le massif de granulite de Tramezaygues » (p. 84). Les granulites connexes apparaissant dans ces gneiss seraient situées dans le « plancher » des feuillets intrusifs granitiques occidentaux.

Des filons leucocrates et melanocrates, pegmatites et aplites, d'une part, andésites à facies lamprophyrique d'autre part, affectent le granite comme la granulite. Ils sont soit concordants avec les feuillets ou les épontes de la roche cristalline, soit transverses à ces directions, et souvent orientés comme des plans de fracture généraux des massifs, plans dont l'orientation est précisée en détail par les auteurs.

Ceux-ci constatent en conclusion que le massif a « un aspect intermédiaire entre les massifs de migmatites et granites d'anatexie pyrénéens et les massifs granitiques circonscrits ».

Les caractères qui le rapprochent des migmatites sont l'« intime association avec des gneiss par injections multiples entre des septa schisteux », la présence de facies ptygmatic et synmigmatique dans les gneiss de bordure, l'importance des massifs, dykes ou sills aplitiques satellites du granite. Par contre, les auteurs notent le « facies d'injection à bords nets », l'abondance des minéraux de métamorphisme de contact dans l'auréole, la présence de lamprophyres.

Ces caractères intermédiaires conduisent les auteurs à attribuer au massif, relativement aux mouvements hercyniens principaux, un âge intermédiaire entre celui des migmatites pyrénéennes, qui sont précoces par rapport à ces mouvements, et celui des massifs circonscrits, qui sont tardifs. Les auteurs prennent parti ici pour une contemporanéité approximative avec les mouvements hercyniens principaux.

B. — LE GRANITE DE LA MALADETTA

L'ascension du Nethou (3 404 m) est traditionnelle pour les géologues pyrénéens depuis CORDIER (1804) et LEYMERIE (1858). Nous avons eu le privilège de faire cette ascension en 1955 en compagnie de MM. RAGUIN, DESTOMBES et PÉLISSONNIER (1).

a) *Le granite, ses enclaves, son cortège filonien.*

La roche est très fraîche, plus particulièrement au voisinage du front des glaciers qui ont d'ailleurs abandonné, provisoirement, lors de leur récente régression, de multiples blocs erratiques granitiques.

Le granite est clair, à grain moyen, semé de biotite (LEYMERIE, 1881, p. 156). Il est localement criblé de pyrite, soit dans la masse, soit dans les joints souvent chloriteux. Le facies porphyroïde apparaît localement (DALLONI, 1910, p. 113). Il est observable notamment au voisinage du col du Portillon.

Au microscope (photo. 3, pl. XVII), on observe l'abondance du quartz xénomorphe, des feldspaths alcalins, et des plagioclases parfois zonés, la présence de biotite chloritisée en paillettes ou en prismes, et celle exceptionnelle, de muscovite. Apatite, pyrite, et rares zircons avec auréoles pléochroïques dans la biotite parsèment la roche.

Les feldspaths alcalins présentent rarement la macle de l'orthose. Ils sont légèrement troublés et montrent des microperthites.

Les plagioclases présentent soit la macle de l'orthose et de l'albite, soit la macle de l'albite seule. Dans le second cas, il s'agit de feldspaths de composition An 8. Les premiers, qui correspondent en majeure partie aux cristaux zonés, ont en moyenne un cœur de composition An 37 (andésine), une zone médiane de composition An 33, et un liséré périphérique An 25. Le cœur est presque toujours semé de damourite. De nombreux bourgeons myrmékitiques sont développés dans l'albite au contact des feldspaths alcalins.

La biotite se présente en lamelles idiomorphes hexagonales, souvent déformées légèrement par torsion et souvent associées en prismes.

L'analyse chimique indique dans la classification de LACROIX une composition de granodiorite (tabl. I, p. 295). L'usage est établi de nommer cette roche un granite et nous nous conformerons à cet usage.

Il est possible, par places, de reconnaître une orientation des constituants. Par ailleurs, le granite contient des enclaves de petite taille (quelques décimètres), dispersées, à faible densité. Elles sont arrondies ou anguleuses, et montrent divers degrés de transformation, n'apparaissant parfois que sous l'aspect de « fantômes ». Il s'agit là d'enclaves endopolygènes : certaines d'entre elles sont amphiboliques et correspondent sans doute à des fragments résiduels du calcaire dévonien. Selon M. DALLONI (1910, p. 112), des roches moins transformées constituant des enclaves enallogènes, existent également : les schistes et quartzites ordoviciens de Las Trabadas, par exemple. On observe, comme l'indique cet auteur, la présence d'enclaves

(1) M. le Professeur E. RAGUIN a bien voulu nous laisser la liberté de publier dans ce travail les observations faites au cours de cette excursion. Qu'il soit remercié de cette marque de confiance.

à une assez grande distance des bords du massif. Cependant, elles paraissent plus nombreuses sur le bord nord que vers le sommet du Nethou.

Les pegmatites sont rares et apparaissent en filonets minces, à feldspaths idiomorphes et cristaux de tourmaline gros et abondants. La tourmaline se présente plus fréquemment en rosettes tapissant des fissures. Elle est alors accompagnée de pyrite plus ou moins oxydée. Dès 1823, DE CHARPENTIER avait signalé cette disposition (*in* DALLONI, 1910, p. 113).

On note l'absence de lamprophyres.

b) Fissuration du granite.

Comme le massif du Lys (RAGUIN, 1934), le massif de la Maladetta présente un découpage par diaclases très régulier. Dans la partie nord-ouest du massif, les diaclases verticales, appartenant à deux systèmes conjugués, déterminent la présence d'aiguilles. Le premier système a une direction N 10° E à N 20° E, sensiblement perpendiculaire à l'élongation du massif. Le second système, très constant entre la Rencluse et le col du Portillon, est sensiblement allongé parallèlement à cette élongation.

c) Variations de texture.

Au sommet du Nethou et en différents points du massif, CORDIER, puis LEYMERIE, signalent la présence de porphyres, liés à des roches à pâte très fine (« pétrosilex », ou « eurite »).

Un microgranite, de teinte grise, à patine jaune rosée, peut en effet être observé au sommet, où il forme certains des blocs, les autres étant des blocs de granite. La même roche, liée à une rhyolite, affleure aux environs du col du « Portillon supérieur », situé sur l'arête séparant le glacier de la Maladetta et le glacier du Nethou. Elle forme là une bande d'une centaine de mètres de long et quelques mètres d'épaisseur dont la rhyolite forme les épontes. On y observe du quartz idiomorphe à éclat gras de 1 à 5 mm, des phénocristaux de feldspath pouvant atteindre quelques centimètres et de minuscules points de biotite dans un fond finement grenu. Le quartz est corrodé, et il y a des feldspaths alcalins et des plagioclases séricitisés. La biotite est chloritisée (analyse chimique, tabl. 10).

Au col du Portillon, le contact entre le granite et le microgranite a lieu par des épontes fluidales rhyolitiques, de quelques décimètres ou centimètres d'épaisseur. Ce contact a d'ailleurs été affecté ultérieurement par une faille, sans doute locale. La direction du contact est N 160° E, sensiblement perpendiculaire à l'élongation du granite. Le passage du microgranite à la rhyolite est progressif, par diminution du grain de la pâte et disparition graduelle des phénocristaux feldspathiques. La pâte devient fluidale.

Cette pâte est de teinte verdâtre et présente des lits et des taches ou des points arrondis sombres, à contours diffus, de 1 mm de diamètre environ, ainsi que des cristaux de quartz de même taille, translucides, à éclat gras.

Au microscope, on constate la cristallinité totale de la pâte, constituée de quartz, de feldspaths altérés en produits micacés, de feldspaths alcalins et de séricite. Les taches correspondent probablement à des cristaux de feldspaths damouritisés. Les cristaux de quartz sont eux-mêmes entourés d'une auréole sériciteuse denticulée. Aucune texture de cataclase, du type de celles qu'a décrites E. RAGUIN (1926) et pouvant faire supposer la présence de zones mylonitiques, n'est observable.

Plusieurs petits dykes de la même rhyolite, sans microgranite, affleurent avec la même orientation sur l'itinéraire du Nethou, conformément aux observations faites par CORDIER.

J. P. DESTOMBES a découvert, dans le microgranite, une enclave enallogène de schistes métamorphiques. Cette enclave est nettement moins transformée que les enclaves endopolygènes habituelles. Elle ressemble, au contraire, aux enclaves observées par M. DALLONI, et présente notamment de grandes analogies avec des enclaves de schistes ordoviciens telles que celles du Massif du Lys et sans doute, celle de Las Trabadas (DALLONI, 1910, p. 52). On peut sans doute rapprocher cette découverte de l'observation faite par P. HUPÉ, d'enclaves de schistes carburés dans des filons de diabases schizolitiques du Massif de Néouvielle (1949).

d) *Minéralisation.*

Au Sud-Est du col du Portillon, à la descente vers la Rencluse, a été observé un gros bloc avec minéralisation cuprifère. Les épontes sont de quartz idiomorphe en peigne, le centre du filon renferme de la chalcopryrite plus ou moins oxydée en limonite et de la malachite autour d'un axe de calcite à gros cristaux.

*
* *

Ainsi que l'ont précisé RAGUIN et DESTOMBES, on doit distinguer dans le massif granitique du Lys-Caillaouas deux éléments : le granite fin à deux micas ou granulite de Tramezaygues et le granite proprement dit du lac de Caillaouas et de la vallée du Lys. Ces deux composants du massif seront d'abord décrits avec d'autres éléments accessoires, après quoi sera tenté un essai d'interprétation de leurs relations mutuelles et de leurs relations avec les roches encaissantes.

C. — LE GRANITE A GRAIN FIN A DEUX MICAS (GRANULITE) DE TRAMEZAYGUES

Il forme le massif le plus septentrional de l'ensemble cristallin inclus dans le territoire anticlinal émergé dès le Dinantien, qui forme le cadre structural défini plus haut.

1) *Le gisement.*

Cette roche leucocrate, à grain fin (de l'ordre du millimètre), qu'à la suite des auteurs il serait commode de continuer à dénommer « granulite », mais que l'usage récent nous conduit à désigner comme un « granite blanc à grain fin à biotite et muscovite », constitue un massif dont la limite supérieure présente la forme d'un dôme, et se trouve concordant avec la schistosité et avec la stratification des terrains sus-jacents, l'ensemble étant largement échancré par la haute Neste de Louron en aval de l'usine hydro-électrique de Tramezaygues (carte géologique au 1/50 000). Le gisement ne se limite pas là. Au Sud d'une faille majeure qui traverse la dépression de Tramezaygues, la roche massive occupe encore une certaine superficie. En outre, comme l'ont précisé RAGUIN et DESTOMBES, la granulite, sous forme de filons ou de veines interstratifiés ou dysharmoniques, apparaît en de nombreux points dans les hauteurs du pic du Midi de Génost et de la crête de Couartaou, c'est-à-dire dans toute la zone qui sépare l'affleurement en dôme précédent du granite porphyroïde constituant le massif du

Lys-Caillaouas proprement dit. La roche apparaît nettement dans le paysage par sa teinte blanche : elle occupe la partie ouest de la face nord du pic du Midi de Génost, et des veines horizontales sont visibles sur le flanc est du même pic. Elle peut être observée, avec des pegmatites, au contact ouest du granite porphyroïde, au col de la Porte d'Arouge (arête entre Caillaouas et le Val d'Arouge). Enfin, elle forme des lames redressées, épaisses de plusieurs centaines de mètres, dans la partie sud du massif du Lys-Caillaouas, où elle constitue notamment les sommets des pics Royo (3 121 m) et Perdighero (3 222 m) et probablement aussi, dans le prolongement des précédents, les affleurements du lac glacé de Clarabide signalés par M. DALLONI.

Dans la crête de Couartaou ont été mises en évidence des relations remarquables entre la localisation des affleurements de granite à deux micas et celle d'accidents tectoniques importants. Ainsi, au flanc sud-ouest de cette crête et dans la masse même (observations faites dans la galerie hydro-électrique de Pouchergues), le granite forme des filons, ou des veines, verticaux, de direction N 55°, de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur, et parallèles à une série de cassures de grandes dimensions, qui ont été attribuées au mouvement différentiel horizontal des failles de Caillaouas et de Pouchergues (voir p. 186). D'autre part, dans cette même crête, mais vers le Nord-Ouest, le granite, accompagné de pegmatites, affleure en un ensemble de veines anastomosées et effilochées, qui enrobe des fragments de tailles variées de mica-schistes et de gneiss présentant des traces de déformation par boudinage, liée aux mêmes mouvements de ces failles (voir p. 193).

Enfin, le granite constitue des veines interstratifiées, au moins partiellement, dans les schistes et les quartzites horizontaux formant le cœur de l'anticlinal du lac d'Oô. Leurs affleurements ont été signalés par G. ASTRE dans les parois situées au Sud-Ouest du lac d'Oô. G. ASTRE y voit des bancs de quartz ou de calcaires, clairs par rapport à l'ensemble des quartzites, et interprète la forme en boucle de l'affleurement comme le signe de la présence d'un pli couché (1939).

Presque tous ces affleurements sont situés stratigraphiquement au contact de schistes et de quartzites appartenant au niveau inférieur de la série anté-gothlandienne, c'est-à-dire, à la série sous-jacente aux conglomérats, peut-être cambrienne. La seule exception est sans doute constituée par les affleurements de la crête de Couartaou. Le granite lié aux formations boudinées, monte jusqu'au niveau du conglomérat, qui présente des galets, très déformés, de forme capricieuse, et dans lesquels se développent parfois de grands cristaux d'orthose.

Un cortège de pegmatites et d'aprites l'accompagne dans ses gisements de masse. Il arrive que l'on observe le mélange intime des divers types de roches, comme c'est le cas à la Porte d'Arouge.

2) La texture orientée de la roche.

Le granite à grain fin et à deux micas n'a jamais été observé en place sans que l'on constate l'existence d'une texture orientée parallèlement aux épontes ou aux limites du corps granitique.

C'est ainsi que les filons, qui ont habituellement quelques décimètres d'épaisseur, présentent un alignement des micas parallèlement à leurs épontes. La foliation (1) ainsi réalisée

(1) On adoptera ici la terminologie de P. FOURMARIER (1951b) : La foliation caractérise les roches cristallophyl-liennes. Pour JUNG et ROQUES (1952), le mot « foliation » est un terme générique pour « schistosité, litage, stratification ».

comporte des feuillets quartzo-feldspathiques de 2 à 3 mm d'épaisseur, séparés par des lits de muscovite, ou même de biotite, minces et discontinus, parfois difficiles à distinguer.

Le massif en dôme de Tramezaygues présente des caractères comparables. La roche montre notamment une foliation parallèle à sa limite supérieure, qui est concordante avec la schistosité et la stratification. Cette concordance est mise en évidence par le stéréogramme de la fig. 23, établi dans la vallée de la Neste de Louron. La forme de la limite supérieure du massif apparaît dans le profil E.

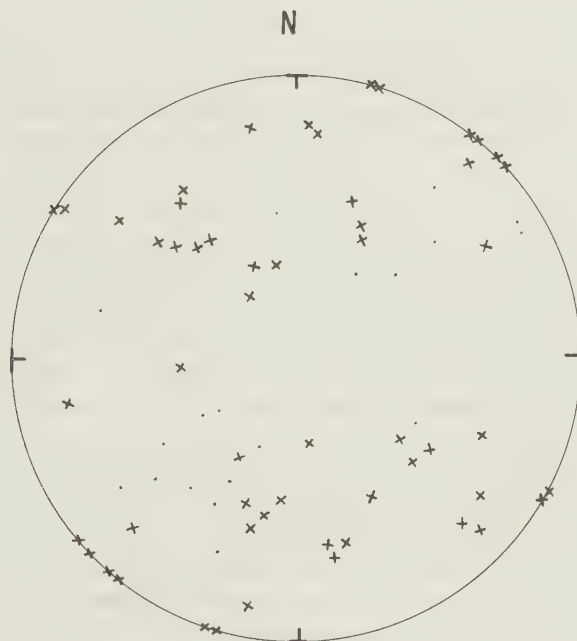


FIG. 23. — Stéréogramme relevé dans la haute vallée du Louron. Même légende que celle des figures précédentes.
Surfaces de foliation au sein du granite,
soulignées par les micas.

3) La composition minéralogique.

Au microscope, on constate la présence de quartz, d'un feldspath potassique souvent perthitique, d'un plagioclase voisin tantôt de l'albite, tantôt de l'oligoclase, de biotite chloritisée, de muscovite, de petits grenats et d'aiguilles de rutile. Les plagioclases sont fréquemment altérés en produits micacés, qui peuvent parfois apparaître sous la forme d'un véritable damier de paillettes de damourite. Celles-ci peuvent même se trouver à cheval sur la limite du plagioclase. Dans un échantillon de roche peu déformée, les plagioclases ont généralement leurs formes propres, bien que leurs contours soient arrondis. Par contre, les feldspaths potassiques sont fréquemment xénomorphes.

Le quartz se présente de façon particulière, et assez comparable à celle que l'on observe dans les aplites du massif de Néouvielle (PERRIN et ROUBAULT, 1939). Dans ces roches, le quartz forme une quantité de « gouttelettes », ou encore de cristaux à section hexagonale, en

inclusions dans d'autres minéraux, notamment dans l'orthose ou les plagioclases. Dans le massif de Tramezaygues et les filons, il se présente sous deux habitus. D'une part, on observe des cristaux de forme plus ou moins arrondie, souvent juxtaposés, parfois en inclusions multiples dans les feldspaths, dans de plus grands cristaux de quartz ou dans les micas (photo 3, pl. XVI). Le quartz forme, d'autre part, des plages constituées de cristaux engrenés, très finement crénelés (*idem*), deux plages voisines présentant souvent de communes positions d'extinction, ou des positions d'extinction très voisines. Certaines des plages à cristaux engrenés présentent des contours dentelés au contact de cristaux de biotite. Ces contours recoupent ceux de la biotite de telle sorte que le quartz paraît avoir pénétré dans celle-ci. En un point, on voit même un fragment de biotite isolé du cristal principal par une plage de quartz de ce type, de même position d'extinction que le cristal principal, mais de forme telle qu'il est impossible d'imaginer que le fragment ait été simplement isolé mécaniquement du cristal principal. Le cristal de biotite en question présente, par ailleurs, une légère extinction roulante.

Les « gouttelettes » de quartz apparaissent parfois en groupes présentant des positions d'extinction communes et comme « semées » au hasard parmi les autres cristaux. On observe également quelques micropegmatites vermiculées. Par contre, il n'a pas été observé de cristaux pédonculés analogues à ceux des aplites du massif de Néouvielle. Toutes les particularités texturales rappellent cependant celles qui ont été observées dans les aplites du massif de Néouvielle par R. PERRIN et M. ROUBAULT (1939). Des considérations relatives à leur interprétation par des phénomènes de migration de matière dans le solide peuvent de la même façon être développées.

Le quartz n'est pas seul à présenter ces « figures de corrosion ». Les plagioclases révèlent, plus rarement, il est vrai, des relations comparables avec d'autres minéraux. Une observation a montré (photo 2, pl. XVI) un cristal de biotite chloritisée dont les contours étaient recoupés par l'apophyse d'un cristal de plagioclase damouritisé. Au milieu de la plage feldspathique recoupant le cristal de biotite se trouve en outre une inclusion de forme arrondie de biotite, ayant la même position d'extinction. Les clivages de l'inclusion se trouvent dans le prolongement de ceux de la partie principale de la biotite. Enfin, un troisième fragment du même cristal présente l'extinction roulante.

Les feldspaths potassiques présentent fréquemment l'extinction roulante, ce qui leur confère l'aspect moiré observé par RAGUIN et DESTOMBES.

La biotite et la muscovite sont clairsemées. Dans certains échantillons, cette dernière est en plus grande proportion dans les feldspaths altérés que dans le reste de la roche. Dans un échantillon de roche peu déformée, la muscovite se présente en paillettes à limites rectilignes parallèlement aux clivages, mais à contours très sinueux et comme corrodés par le quartz sur les côtés autres que les faces de clivage, le minéral pouvant même prendre un aspect de dentelle. Dans un échantillon de roche très déformée, l'aspect « corrodé » de la muscovite peut être poussé à l'extrême (photo 3, pl. XVI) et le minéral se confond avec les produits micacés séparant les cristaux qui sont particulièrement abondants et paraissant être en relation avec la déformation.

On observe aussi des cristaux à extinction roulante. Certains d'entre eux présentent une compartimentation en plusieurs parties, selon des surfaces de séparation dont la trace forme des lignes sinueuses traversant ces cristaux de part en part. Les positions d'extinction des parties contigües sont extrêmement voisines, mais distinctes de part et d'autre des surfaces de séparation.

La biotite, souvent associée à la muscovite et formant avec elle des sortes de damiers dans les échantillons déformés, est presque toujours largement altérée en pennine. De petits grenats, ainsi que du rutile, sont parfois présents dans le quartz et les feldspaths.

On trouvera en appendice (tabl. d'analyse 3 et 4), la composition chimique de deux échantillons de la roche.

4) Les traces de déformation.

On reviendra, à propos de l'analyse tectonique sur la structure du massif de Tramezaygues et les gisements en filons ou veines interstratifiés. Dès maintenant, il convient de faire mention des nombreuses traces de déformation, mises en évidence par l'examen à l'affleurement et par l'étude microscopique, et que l'analyse structurale a contribué à déceler et à interpréter. Ces traces de déformation paraissent être l'un des caractères constants du granite à grain fin à deux micas.

Deux catégories de faits peuvent être considérées comme étant soit des manifestations de phénomènes de déformation de la roche, soit de phénomènes liés à cette déformation. Examinons ces faits en détail et cherchons à préciser le mécanisme de ces phénomènes :

- a) — Au microscope, on observe des *textures de cataclase* affectant les divers minéraux. Le quartz présente parfois l'extinction roulante. Plus fréquentes sont les traces de torsion des cristaux de biotite ou de muscovite, incurvation des clivages et extinction roulante (photo 6, pl. XVI). Les feldspaths eux-mêmes peuvent être tordus (photo 5, pl. XVI). Tous ces changements de forme paraissent être d'origine mécanique. Les feldspaths apparaissent même parfois comme s'ils avaient été brisés (photo 4, pl. XVI).
- b) — On peut distinguer au microscope *différents stades d'évolution dans le développement de la texture orientée*. C'est ainsi que dans des échantillons où celle-ci est bien nette, et où l'alignement des micas est bien marqué, les cristaux de quartz et les feldspaths présentent eux-mêmes une *forme aplatie*. Dans d'autres échantillons, correspondant à un stade encore plus avancé, la muscovite, en cristaux d'aspect corrodé, passe insensiblement à des produits plus fins, à l'aspect de séricite, qui paraissent remplir de minces *filonets intragranulaires* (photos 1 et 3, pl. XVI). Ces produits occupent aussi des fissures intergranulaires formant un réseau de fractures assez lâche, à deux directions grossièrement marquées, respectivement parallèles et perpendiculaires à la foliation et affectant spécialement les cristaux de feldspaths. On peut comparer ces relations entre la muscovite et la séricite à celles que décrit E. RAGUIN (1926) dans les mylonites granitiques de l'Ouest du Plateau Central (1). Le quartz, dans sa quasi-totalité, se présente sous des textures montrant la corrosion des minéraux voisins. L'examen de l'orientation des axes optiques des cristaux, à la platine universelle, montre une *relation statistique avec les éléments de la texture orientée* : dans une forte proportion des cristaux, deux axes optiques sont orientés parallèlement aux surfaces de foliation, le troisième étant perpendiculaire (fig. 44 à 47).

Il semble que l'on doive rechercher l'explication de l'existence des différents stades de l'évolution de la texture orientée ainsi soulignée, dans l'action de facteurs dynamiques réglant la cristallisation

(1) « La séricite, constante dans la pâte broyée de toutes les mylonites, vient avec évidence pour une large part de la muscovite déchiétée. Mais il en recristallise par altération des feldspaths du fond » (RAGUIN, *op. cit.*, p. 222).

des minéraux intéressés par cette texture. Or, on peut montrer certaines des déformations d'origine mécanique comme étant contemporaines de la formation de certains minéraux, ainsi liés à ces déformations.

Dans l'observation relatée plus haut, on voit l'apophyse d'un cristal de plagioclase isoler en plusieurs fragments un cristal de biotite. La forme des plages de biotite séparées par les ramifications du plagioclase est telle que l'on ne peut concevoir une simple fracturation suivie d'un transport des parties isolées. De plus, deux des plages présentent une position d'extinction commune, avec des traces de clivage situées rigoureusement dans le prolongement les unes des autres. Une troisième plage présente une extinction roulante très prononcée, et des clivages disposés en éventail, une partie d'entre eux étant situés dans le prolongement de ceux des deux plages précédentes. On observe ainsi, dans l'alignement l'une de l'autre, et séparées par les ramifications du cristal de plagioclase altéré, une plage principale contigüe à d'autres minéraux, une plage de petite taille formant inclusion dans le plagioclase, et une plage à extinction roulante. Il est possible d'amener le cristal, par rotation de la platine, dans une position telle que se trouvent éteintes en même temps la première plage, la plage formant inclusion, et une portion de la troisième plage ayant la largeur de l'espace compris entre les deux clivages extrêmes de la plage formant inclusion. Si l'on détruit cette extinction, la troisième plage présente alors d'autres positions d'extinction partielle auxquelles on passe à partir de la position primitive, de façon rigoureusement continue, par suite du phénomène d'extinction roulante (photo. 2, pl. XVI).

La plage de biotite affectée d'extinction roulante présente la forme d'un V à branches inégales, soulignées par la trace des clivages. La plus courte des branches est celle qui est située dans le prolongement des deux plages non déformées, et qui forme avec ces deux plages la majeure partie de la section du cristal primitif. La plus longue des branches du V, divergente par rapport à l'ensemble, est courte par rapport à celui-ci. On doit imaginer une sorte de déchirure le long d'une surface de clivage, ayant permis l'ouverture du V. Or l'intervalle compris entre les deux branches, à l'emplacement de cette déchirure, est occupé par un diverticule du plagioclase. Le contact de ce minéral avec la biotite de la plus grande branche du V a lieu selon une surface de clivage, ainsi que le contact avec la plage formant inclusion.

Si l'on admet que les trois plages de biotite appartiennent à un seul et même cristal, et que d'autre part, la troisième plage de biotite a subi une déformation mécanique, le fait que le plagioclase ne présente pas, au moins apparemment, de traces de déformation, ne paraît pouvoir être expliqué que par une cristallisation de celui-ci, ayant en même temps provoqué la corrosion de la biotite et le colmatage de l'espace compris entre les faces de clivage *lors de l'ouverture du V*, c'est-à-dire, une cristallisation syntectonique.

Les cas où le quartz sépare, selon des faces de clivage, des plages de biotite, et plus souvent, de muscovite, qui paraissent provenir de la fragmentation d'un seul cristal, sont nombreux. Bien que des figures analogues à celle qui vient d'être signalée à propos d'un plagioclase n'aient pas été découvertes, l'auteur tient pour probable une relation chronologique semblable à la précédente et liant la majeure partie du quartz obéissant à la texture orientée et les autres minéraux présentant des traces de déformation.

L'examen pétroctonique des schistes encaissants, mené avec l'analyse structurale, montre d'autres manifestations simultanées de déformations de cristaux et de la naissance des minéraux de métamorphisme (voir p. 224), et ces relations peuvent être prises en considération au même titre que celles que l'on observe dans le granite à deux micas lui-même.

Les considérations qui précèdent sont évidemment dénuées de sens si l'on fait l'hypothèse que le granite à deux micas a cristallisé en un seul temps à partir d'un magma.

5) Récapitulation.

Le granite fin à deux micas de Tramezaygues présente partout des relations géométriques avec les formations préexistantes, dont les roches encaissant le massif sont les témoins. *Ces relations peuvent être déduites de la forme des limites des corps granulitiques, souvent concordants ou interstratifiés et de la répartition spatiale des minéraux, qui obéit à cette forme.*

En outre, le granite présente des traces de déformations qui sont considérées par l'auteur comme syngénétiques. Il semble, en effet, qu'à l'échelle cristalline, on doive admettre l'existence de torsions ou de cassures synchrones des cristallisations aboutissant à la formation de cette roche qui peut ainsi être qualifiée de *syntectonique*.

Enfin, le granite est parfois localisé en des points où se sont manifestés des mouvements orogéniques vraisemblablement paroxysmaux, tels que les fissures par jeu différentiel des failles et le boudinage. Anticipant sur le domaine de l'analyse structurale, disons que cette localisation et le détail des relations géométriques entre le granite à deux micas et les formations déformées conduisent l'auteur à admettre la simultanéité des mouvements et de la formation du granite. La roche syntectonique peut alors être qualifiée de *syncinématique*.

Les interprétations relatives à l'origine et à la genèse de la roche seront exposées avec celles qui concernent les autres massifs, après l'analyse structurale (troisième partie, p. 242).

D. — LE GRANITE DU LYS-CAILLAOUAS

Ce granite, défini par E. RAGUIN comme un empilement de laccolites, présente une structure et une texture orientées qui se manifestent jusque dans la disposition des porphyroblastes d'orthose et de la biotite. Le corps principal du granite renferme une grande quantité d'enclaves schistogneissiques, localement porteuses de calcaires et de silicates calciques, et affectant en première analyse, la forme de lames généralement planes, parallèles entre elles et souvent situées dans le prolongement les unes des autres. La texture orientée du granite est dirigée selon les limites de ces enclaves. Celles-ci, qui paraissent séparer les masses granitiques, sont appelées « septa » par RAGUIN et DESTOMBES. Ce terme imagé sera appliqué dans ce qui suit à des formations stratiformes de grandes dimensions, à l'échelle du massif, paraissant compartimenter celui-ci, mais, en fait, discontinues. Certaines peuvent être cartographiées. Des enclaves de plus petites dimensions, présentant également l'aspect de lames discontinues, apparaissent aussi dans tout le massif, à l'échelle de l'affleurement.

1) Le gisement.

Deux parties, comportant l'une et l'autre des septa schisto-gneissiques, localement porteurs de silicates calciques et de calcaires, doivent être distinguées dans le massif. Elles ont pour limite une cassure signalée par RAGUIN et DESTOMBES, comme une zone mylonitique

traversant le lac de Caillaouas. Le prolongement de cette zone a été reconnu, selon un tracé passant par la brèche entre le pic Spijeoles et le pic Gourdon, limitant au Nord le lac Glacé, traversant la Tusse de Montarqué, formant le verrou du lac du Portillon et traversant la crête frontière au col inférieur du Litayrola. Au Nord de cette cassure, le granite présente uniformément le facies porphyroïde décrit par les auteurs, interrompu seulement par des passages localisés, à grain fin, leucocrates ou mélanocrates, par des leptynites ou encore par des pegmatites en affleurements disséminés et de faible superficie. Au Sud de la même cassure, et dans la partie orientale du massif, les facies porphyroïdes n'apparaissent au contraire que comme des accidents (fig. 24).

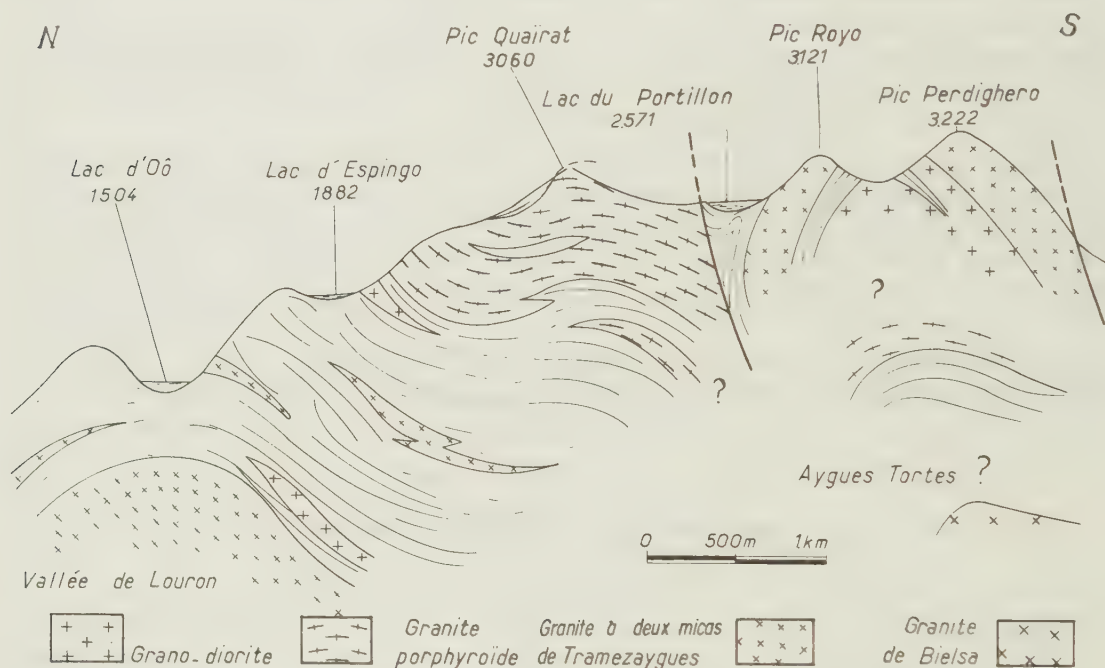


FIG. 24. — Schéma des relations structurales entre les roches de différents types pétrographiques qui constituent le massif granitique du Lys-Caillaouas.

Comme le signalait LEYMERIE (1881, p. 155), la crête frontière vers l'Est est constituée de granite normal, non porphyroïde. Entre la cassure ci-dessus et la crête frontière, le massif est constitué de roches à grain moyen et homogène, tantôt mélanocrates et tantôt leucocrates, en alternances épaisses de plusieurs dizaines ou centaines de mètres. Les facies porphyroïdes ne sont développés dans cette zone que sur la crête frontière vers le Sud-Ouest.

Deux coupes illustrent cette répartition particulière des formations :

- a) — à partir du col inférieur de Litayrola, on observe encore un granite porphyroïde normal, qui passe rapidement et de façon insensible, vers le Sud, à un granite leucocrate (« granulite ») formant le sommet du Royo (3 121 m). Immédiatement au Sud du sommet, le granite devient très micacé et amphibolique, passant à la granodiorite, et on rencontre bientôt, sur une distance d'une centaine de mètres, un septum schisto-gneissique, à foliation verticale. Sa limite nord est plane et la foliation lui est parallèle. Dans la granodiorite, le mica est en lamelles parallèles à ce contact. Au-delà du septum, on retrouve ce facies mélanocrate

jusqu'au col supérieur de Litayrola, aux environs duquel la granodiorite présente des alternances de lits plus feldspathiques et de lits plus micacés, les lits feldspathiques, irréguliers, pouvant même être assez purs et prendre grossièrement l'aspect de phénocristaux parallèles entre eux, disposés dans une trame plus fine. Il s'agit du facies porphyroïde accidentel de cette partie méridionale du massif.

Au Sud de ce col affleure, sur les premières pentes, montant vers le pic Perdighero (3 222 m), une enclave renfermant du calcaire, des grenats, de la sidérose ainsi que des niveaux à pyroxènes formant de véritables cornéennes. Cette enclave à pendage sud faible est épaisse de quelques mètres. Au-dessus d'elle, on trouve 50 m de granodiorite, avec une nouvelle enclave mince, puis jusqu'au sommet, plusieurs centaines de mètres de granite blanc à grain fin et à deux micas. Les éboulis du vallon supérieur de Litayrola, entre le col du même nom et le replat à morphologie glaciaire dominant le lac du Portillon, renferment en abondance des blocs de granodiorite et de granite leucocrate à enclaves très mélanocrates. Certains blocs mélanocrates montrent une texture orientée, et présentent des lits soulignés par l'alternance des proportions relatives des micas et des feldspaths et, de temps en temps, des zones de quelques décimètres renfermant quelques phénocristaux d'apparence plus ou moins laminée. Une lame mince a d'ailleurs révélé qu'il ne s'agissait que d'agrégats cristallins quartzofeldspathiques ne présentant que l'apparence macroscopique de phénocristaux laminés.

- b) — dans la région du lac glacé du Port d'Oô, au Sud de la zone de cassure de la brèche du pic Spijeoles, après une enclave de schistes plissotés en relation avec la présence de la faille du lac de Caillaouas, on rencontre plusieurs passées de granite fin à deux micas de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, au Sud desquelles affleure avec une grande extension un granite très micacé, à patine rose, à grain moyen, homogène, identique à la granodiorite de

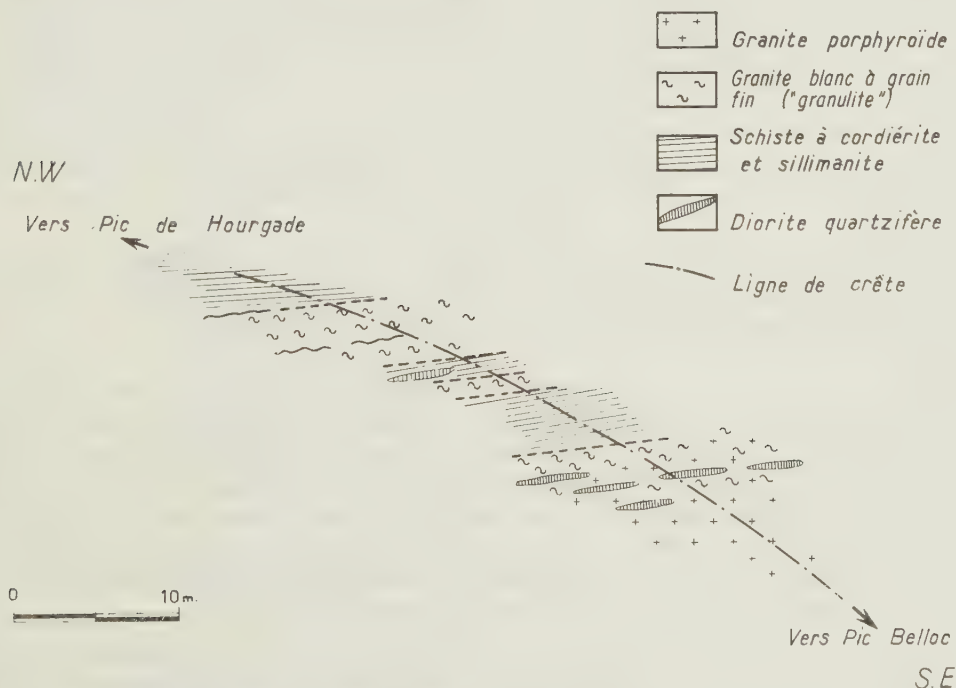


FIG. 25. — Plan schématique relevé le long de la crête à quelques mètres au Sud-Est du col de la Porte d'Arouge et montrant les relations entre le granite porphyroïde, le granite à grain fin à deux micas (granulite), les schistes métamorphiques encaissant le massif granitique ou en enclaves dans celui-ci, et la diorite quartzifère.

la région des cols de Litayrola. Dans ce granite, on trouve encore des filons de 10 cm d'épaisseur d'un granite porphyroïde assez mélanocrate. Le granite à grain moyen affleure dans toutes les pentes descendant vers le lac du Portillon. Plusieurs affleurements, principalement calcaires, liés à des enclaves schisto-gneissiques, jalonnent cette zone. Plus au Sud, la présence du glacier du Port d'Oô interdit toute observation.

Il est intéressant de constater la présence de cette granodiorite en masses importantes au Sud de la faille de Caillaouas. En effet, on peut la comparer aux variations mélanocrates du granite porphyroïde signalées plus au Nord par RAGUIN et DESTOMBES (1948, p. 76). Ces diorites quartzifères ou ces granodiorites, en masses relativement faibles il est vrai, ont été trouvées au cours des levés du présent travail au contact ou au voisinage du granite à deux micas de Tramezaygues ou de ses émissaires. C'est le cas au front nord du granite porphyroïde, à la porte d'Arouge sur l'arête est du pic de Hourgade (fig. 25), où le granite à deux micas est représenté, dans la montagne de Couartaou, à Tramezaygues même (rive gauche en aval de l'usine), et à la Chapelle de N.-D. d'Artiguelongue où la roche est feuilletée. On peut voir dans l'alternance de granite à deux micas et de granodiorite de la crête Royo-Perdighero une association symétrique de celle des mêmes roches aux environs de Tramezaygues, par rapport au massif de granite porphyroïde.

Un schéma structural (fig. 24), résume les relations géométriques simples que l'on peut établir entre les roches appartenant aux différents types pétrographiques dans l'ensemble du massif.

2) Les enclaves schisto-gneissiques.

Dès 1881, LEYMERIE avait remarqué et figuré ces enclaves dans le contrefort nord du pic Quairat (3 060 m). CARALP (1888, p. 490) les examine également et identifie les enclaves du granite de Viella à celles du Quairat. Une lame calcaire y est signalée par G. ASTRE (1941) entre les pics Crabioules (3 116 m) et Lezat (3 107 m). J. P. DESTOMBES décrit enfin des intercalations de calcaires cipolins et de cornéennes à grenats dans les galeries hydro-électriques perçant le massif (rapport B.R.G.M. 1951). La relative abondance des enclaves riches en silicates calciques, alignés au Sud de la faille de Caillaouas, a été mise en évidence au cours du présent travail.

La nature de toutes ces enclaves enallogènes est celle de fragments de la série schisto-calcaire anté-gothlandienne, transformés par métamorphisme de contact. Ceci est prouvé par la présence des niveaux repères de cette série au sein d'un certain nombre d'entre elles.

Les moins transformés de ces niveaux repères sont les *conglomérats*, dont le ciment est plus riche en biotite au sein du granite, mais qui ne présentent aucune autre trace de déformation que celles que l'on peut observer dans les niveaux homologues hors du granite (étirement des galets). Les niveaux de conglomérats n'ont pas été trouvés en place, mais on rencontre des blocs dans les éboulis situés au pied de la paroi du mail Mouillat, sur la crête au Nord-Ouest du pic Belloc, ainsi que près du laquet de la pointe Belloc, au Nord-Est de ce pic. Toutefois, à la première localité a été observé en place un galet isolé dans un ciment de micaschistes, les deux roches ayant même facies que ceux des blocs.

Les *calcaires*, abondants dans la partie supérieure de la série anté-gothlandienne, sont présents dans les enclaves, avec les mêmes caractères d'ordre sédimentologique et structural que dans les niveaux situés hors du granite : alternances de bancs calcaires et de bancs siliceux épais de 5 à 10 cm, correspondant aux lits d'origine sédimentaire souvent déformés de façon caractéristique par suite de la mobilité de flux des calcaires. Les bancs sont presque

toujours reconnaissables (photo. 2 et 3, pl. XI). Une différence essentielle entre les niveaux calcaires métamorphisés et les niveaux normaux réside dans la présence de silicates calcaïques en proportions variables : grossulaire, augite, diopside, idocrase, diopside, etc... tant dans les parties calcaires que dans les parties siliceuses. Parfois, la transformation est complète et il n'y a plus de carbonates.

On ne décèle pas de différence à l'œil nu, ni au microscope, entre les roches de l'aurole de métamorphisme et celles des enclaves : micaschistes et gneiss à sillimanite et cordiérite, leptynolites, cipolins, cornéennes à diopside et grossulaire, etc... On trouve en différents points, au sein du massif, des roches identiques à celles qu'a minutieusement décrites LACROIX dans l'aurole de contact occidentale.

Les enclaves sont de dimensions variées. On les observe sous l'aspect de lames planes de quelques décimètres d'épaisseur et de quelques mètres de longueur, aussi bien qu'en lamelles de quelques centimètres, ou encore, en septa de plusieurs dizaines ou centaines de mètres d'épaisseur. Toutes présentent une foliation parallèle aux limites de l'enclave. Cette foliation est le plus souvent parallèle à la stratification primitive; on peut s'en assurer dans les enclaves assez épaisses pour présenter des alternances de bancs de micaschistes et de quartzites ou de calcaires. Les gneiss, que l'on peut distinguer par la présence de feldspaths, sont souvent cantonnés aux bordures voisines du granite. Ils peuvent être observés surtout dans les premiers décimètres au voisinage de celui-ci.

Au sein des grandes enclaves, on constate la présence de granite porphyroïde, dont la forme est également celle de lames de dimensions variables. Elles n'apparaissent pas toujours de façon isolée dans la masse d'une enclave, mais peuvent être en continuité avec les masses principales de granite, les limites présentant alors la forme de dents de scie très aiguës. Ainsi, les grandes enclaves sont-elles parfois compartimentées.



FIG. 26. — Croquis représentant les relations géométriques entre le granite porphyroïde et une enclave schisto-gneissique, située au pied du pic Belloc, vers le Nord, telles que ces relations apparaissent à l'affleurement.

On distinguera aussi le cas de fragments appartenant à la même enclave, d'épaisseur identique et alignés les uns au bout des autres, mais séparés par des anastomoses de la masse granitique. Cette disposition est fréquemment visible sur des parois verticales. Un cas particulier observé à la base de la brèche du pic Belloc, vers le Nord, montre la séparation des

enclaves par un véritable réseau filonien de granite. Les divers fragments se présentent comme ceux d'un niveau affecté de boudinage, tout comme s'ils avaient été séparés par suite d'un étirement selon une direction parallèle à la surface d'affleurement (fig. 26). Mais il est particulièrement malaisé de tenter, par la pensée, de rétablir une continuité supposée outre les différents fragments visibles, et notamment de chercher à les réunir comme les fragments d'un puzzle. On peut ici faire appel à des considérations du même ordre que celles qui ont été développées par G. C. GOODSPEED (1940), B. C. KING (1948) et R. PERRIN et M. ROUBAULT (1949, 1952) pour rendre compte de ces relations en envisageant la possibilité de phénomènes de remplacement ayant eu pour conséquence visible la modification de la forme extérieure des fragments.

Les contacts entre les enclaves et le granite sont des surfaces concordantes avec la direction tectonique générale WNW-ESE. Petites et grandes enclaves sont en concordance avec la texture orientée du granite (RAGUIN et DESTOMBES). *Dans le détail, cette concordance, soulignée par l'alignement des phénocristaux selon des surfaces parallèles aux limites des enclaves est parfaite, non seulement dans le cas habituel des enclaves en lames, mais encore dans les cas exceptionnels d'enclaves contournées.*

Dans ces cas exceptionnels, la foliation suit également les contours de l'enclave, même si celle-ci est plissée (bloc d'un éboulis au NE du lac de Caillaouas, sous le Mail Mouillat (fig. 27).



FIG. 27. — Enclave schisto-gneissique au pied du mail Mouillat vers le Sud. La foliation, de même que l'alignement des porphyroblastes, suivent les contours de l'enclave.

Nous avons, d'autre part, noté le cas, observé par ailleurs indépendamment par J. P. DESTOMBES, d'une enclave affleurant sous les contours d'un trapèze grossier, et de nature principalement quartzeuse (photo. 3, pl. XIV). Les côtés parallèles ont 20 à 30 cm, les autres, 10 cm environ. Ces dimensions ne permettant pas de juger, d'après la foliation visible, qui est vraisemblablement parallèle à la stratification, si l'enclave appartient à un fragment de pli, ou à une enclave plane. La foliation est perpendiculaire aux grands côtés. Quant aux phénocristaux du granite, la trace de la surface générale d'aplatissement est sensiblement parallèle aux grands côtés du trapèze. On constate que les alignements de phénocristaux sont déviés autour des angles de l'enclave, pour épouser sensiblement la forme de celle-ci, mais qu'ils reprennent leur alignement normal vers le milieu des petits côtés. Cette observation peut être faite dans la galerie hydro-électrique d'Aygues Tortes, à la faveur des assèchements périodiques lors des travaux d'entretien.

On est tenté de penser que l'orientation des phénocristaux ne dépend que de la forme extérieure des enclaves, et n'est parallèle à la foliation de celles-ci que par pure coïncidence. Cette conclusion est infirmée par l'observation d'autres enclaves à limites parallèles allongées selon la foliation, visibles sur des parois verticales par exemple. Les petits côtés de ces enclaves, à peu près perpendiculaires à la foliation, dessinent un contact rectiligne et net, mais où cependant on observe des phénocristaux à cheval sur la limite, ou même situés dans le schiste, parallèlement à la direction commune de la foliation et de l'allongement général des phénocristaux (photo 4, pl. XIV).

Les relations entre les enclaves et le granite ne sont pas limitées à ce type de contacts simples, le passage a lieu quelquefois par l'intermédiaire de filons plus ou moins concordants et plus ou moins contournés de granite à deux micas ou de pegmatite. Ces types de passage sont très développés à la limite occidentale du granite : on les observe en particulier dans la crête de Couartaou et sur l'arête au Sud-Est du pic de Hourgade, où le contact est par place accompagné d'une diorite quartzifère en filons (fig. 25), assez comparable à ceux de la crête Royo-Perdighero, et correspondant aux roches observées par RAGUIN et DESTOMBES (1948, p. 76), ainsi que par A. LACROIX, en bordure du massif.

3) Composition minéralogique.

a) *Le granite porphyroïde.*

On peut distinguer au microscope trois catégories de feldspaths. L'*orthose* constitue les phénocristaux du granite et paraît aussi former des plages de taille ordinaire, sans formes propres, souvent voisines de micas disloqués. Les phénocristaux contiennent en inclusions des micas, que l'on peut d'ailleurs voir à l'œil nu (photo 2, pl. XIV), et aussi des fragments de plagioclases très altérés. Des plagioclases basiques constituent la seconde catégorie. Ils présentent leurs formes cristallines et sont rarement séricitisés. Les macles appartiennent au groupe C (macles de Carlsbad, Manebach, Baveno, Ala et macles complexes), défini par Masao GORAÏ (1951), groupe dont la présence caractériserait, selon cet auteur, s'il était représenté en majorité, les roches magmatiques. Ces plagioclases correspondent à de l'*andésine*. La troisième catégorie est celle de plagioclases très altérés en damourite, comprenant *albite* ou *oligoclase*, et se présentant en cristaux à formes propres parfois difficiles à discerner, par suite de leurs contours arrondis. Les macles appartiennent au groupe A (macles de l'albite, de la péricline et de l'acline) de Masao GORAÏ, caractérisant pour cet auteur, en l'absence de macles C, les roches métamorphiques. D'une façon assez constante, des bourgeons myrmékitiques se forment à partir des plagioclases de cette troisième catégorie au contact de l'orthose, alors qu'on n'observe pas ce phénomène entre l'orthose et les plagioclases de la seconde catégorie (photo 4, pl. XVII).

Le quartz est en grandes plages monocristallines, sauf au voisinage des phénocristaux, où il offre une texture très particulière, une même plage présentant plusieurs panneaux ayant des positions d'extinction différentes, bien que très voisines. Dans ce cas, on observe souvent la réunion de cristaux de taille très variable, de position d'extinction différente, engrenés selon des contours en ligne brisée capricieuse dont les sinuosités peuvent aller jusqu'à former de minuscules vermiculations. La liaison qui paraît exister entre la répartition de ces plages et la présence des phénocristaux d'orthose au voisinage desquels on observe presque toujours, on le verra ci-dessous, la déformation par torsion des micas, pourrait donner à penser que ces textures sont en relation avec des *actions dynamiques* localisées au voisinage de ces phéno-

cristaux. Elles présentent une certaine ressemblance avec celles que l'on observe dans les brèches tectoniques (photo 1, pl. XXII).

Le quartz forme rarement des « gouttelettes » du type de celles que l'on observe dans le granite à deux micas. On en voit cependant des chapelets en inclusions dans certains cristaux d'orthose.

Biotite et muscovite sont présentes, mais sous des habitus divers.

La biotite est normalement peu altérée, très pléochroïque, chargée d'inclusions de zircons. Elle forme habituellement des lits presque continus parallèles à l'aplatissement des phénocristaux et les lamelles présentent fréquemment à proximité de ceux-ci (quelques millimètres) des traces de déformation, soit par pincement ou torsion, soit par fragmentation et recimentation par le quartz. La présence des lits de biotite détermine le clivage grossier de la roche parallèlement aux plans d'alignement des phénocristaux. A côté de ces déformations de la biotite, on peut en observer la chloritisation, mais celle-ci est réservée à certains cristaux situés au voisinage des phénocristaux d'orthose. Ces cristaux chloritisés, situés à moins d'un millimètre des phénocristaux ou en inclusions à l'intérieur de ceux-ci, ne sont déformés pour la plupart que par torsion (extinction roulante). Certains d'entre eux présentent, dans les clivages, des granules d'oxydes de fer. Lorsque l'orthose se présente en cristaux de grain moyen, plus ou moins xénomorphes, la biotite peut être déformée au voisinage dans des conditions comparables aux précédentes.

La muscovite est associée à la biotite, souvent par accolement. Les déformations l'affectent au même titre et les deux minéraux peuvent jalonner des fissures parallèles à l'aplatissement des phénocristaux. On observe encore des paillettes de muscovite de taille réduite (1/10 mm) à faces de clivage très bien développées, fragmentées ou non, situées au centre de plagioclases damouritisés, ou à cheval sur leurs limites, ou encore situées au voisinage de ces plages.

L'examen au microscope révèle encore d'autres particularités texturales qui concernent des relations entre les catégories de minéraux définies ci-dessus. Certaines de ces relations peuvent être interprétées comme dans le cas du granite à deux micas, comme des manifestations de remplacement des minéraux les uns par les autres. Ce sont les suivantes :

- 1) — A la périphérie des cristaux d'orthose, phénocristaux ou non, les figures de corrosion sont multiples. On les observe au contact de l'orthose avec tous les autres minéraux, plagioclases, micas, quartz. Une section a montré le cas d'un cristal de biotite séparé en deux pages de même biréfringence et de même position d'extinction, par le diverticule d'un cristal d'orthose.
- 2) — Les cristaux d'albite et d'oligoclase, reconnaissables à une damouritisation caractéristique, et dont on a signalé les contours arrondis, se présentent tous comme s'ils avaient subi une corrosion par le quartz et l'orthose. Les figures sont multiples et caractéristiques (photos 4 et 6, pl. XVII).
- 3) — Les cristaux d'andésine, qui ne sont pas altérés, présentent très souvent leurs formes cristallines et ne montrent que peu de figures de corrosion.
- 4) — Les cristaux de biotite non chloritisée et de muscovite, qui présentent fracturation et torsion et forment des feuillets grossièrement parallèles à la limite des phénocristaux d'orthose, ne sont jamais au contact de ces phénocristaux. Les cristaux de biotite chloritisée et de muscovite, au contact de l'orthose ou en inclusions dans ce minéral, sont isolés et sont peu déformés, simplement par torsion. Les cristaux déformés appartenant aux feuillets se présentent le plus souvent au contact de cristaux d'une autre nature, plagioclases par exemple, non déformés, et présentant des contours renflés vers la concavité des lamelles de

micas, comme s'ils avaient transmis une pression sur ces micas. Il s'agit parfois de grains de quartz, qui donnent à l'occasion des figures de corrosion avec les micas, et plus souvent, de cristaux d'albite ou d'oligoclase qui, eux, n'en forment pas.

- 5) — Les phénocristaux d'orthose contiennent en inclusions des fragments de plagioclases très damouritisés de 2 à 5/10 mm, présentant parfois comme ceux du granite à grain fin de Tramezaygues et comme ceux du granite du Lys, en dehors des phénocristaux, un damier de grandes paillettes de muscovite.

Malgré l'altération, on peut reconnaître un feldspath voisin de l'oligoclase. Ces inclusions sont de forme variable, mais leur plus grande dimension est parallèle à la trace des faces d'accolement de leurs macles. Elles sont parfois nombreuses et séparées les unes des autres par des fractions de millimètres seulement. Elles sont presque toutes orientées à peu près parallèlement à la trace de g' , quelques-unes sont obliques par rapport à cette direction. Un examen attentif permet, parmi les inclusions voisines les unes des autres, de distinguer de petits groupes, dont le périmètre est de quelques millimètres, composés de plages ayant toutes même direction de plans de macle et mêmes positions d'extinction. Des plages plus grandes, de la taille d'un cristal ordinaire (0,5 à 1 mm) existent également.

Les relations ci-dessus, entre orthose et plagioclases, peuvent être interprétées comme témoignant soit de phénomènes de remplacement, soit d'exsolutions. DRESCHER-KADEN (1948, p. 52) en décrit de semblables à propos des myrmékites antérieures à la formation des feldspaths potassiques.

On observe aussi des inclusions de biotite, la plupart du temps chloritisée, peu déformée, uniquement par torsion, ainsi que de la muscovite. Les seuls cristaux de micas contenant des « gouttelettes » de quartz sont ceux qui forment ces inclusions.

b) *Les granodiorites ou diorites quartziques.*

Ces roches à texture grenue renferment de nombreux plagioclases zonés à formes propres et à contours adoucis, de composition variant entre An_{33} et An_{40} , de la biotite chloritisée, parfois totalement, et de la hornblende verte ainsi que plusieurs minéraux accessoires en proportion relativement grande : magnétite, zircon, sphène et apatite. Le quartz, peu abondant, moule les vides. La hornblende manque parfois.

La biotite, très pléochroïque, présente rarement ses faces de clivage, elle semble au contraire mouler les vides entre les feldspaths. Dans les fissures des clivages sont développées des amandes incolores et fortement réfringentes de corindon et d'apatite (photos 1, 2 et 3, pl. XX). Composition chimique : tabl. 4.

Des traces de torsion ou de broyage sont visibles, mais sont relativement rares. De façon comparable au granite fin à deux micas, la diorite quartzique ou la granodiorite présente par places une texture orientée. C'est le cas dans les masses à limites redressées de la crête Royo-Perdighero, où la foliation marquée par la biotite est parallèle à ces limites. A la chapelle d'Artiguelongue (Neste de Louron en amont de Loudenvielle), on observe aussi une foliation particulièrement bien marquée, dans une formation en forme de lame, aux contacts très francs. Des lamelles de biotite non déformées présentent dans ce cas, au microscope, par exception semble-t-il, des faces de clivage très nettes. On observe aussi des cristaux relativement nombreux de quartz à extinction roulante.

Tous les gisements de la roche ne présentent pas une foliation aussi nette. On peut pourtant rapprocher cette dernière, avec la présence de minéraux déformés, des caractères analogues que présente le granite à deux micas.

E. — COMPARAISON DES TYPES PÉTROGRAPHIQUES PRÉCÉDENTS

1) Gisement.

Le granite à grain fin à deux micas affleure habituellement au contact des schistes et quartzites *sous-jacents au niveau des conglomérats ordoviciens*. Il s'agit de la série, peut-être cambrienne, de l'anticlinal du lac d'Oô et de la Montagne d'Espichadère, ainsi que de celle de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes (p. 38). Le granite n'atteint le niveau des conglomérats que dans un cas exceptionnel. La roche des pics Royo et Perdighero se trouve dans une position particulière, au voisinage de diorites quartziques, mais sa position vis-à-vis des formations encaissantes n'a pu être précisée, les enclaves schisteuses étant peu nombreuses et ne présentant aucun niveau repère.

Le granite porphyroïde est situé, autant que les contacts cartographiables permettent d'en juger, *au-dessus de ces mêmes conglomérats*, comme le montrent les coupes de la haute vallée d'Oô (fig. 3 et profils A et B) et du vallon d'Aygues Tortes (fig. 6 et profil C). Les enclaves que renferme le granite porphyroïde sont à rapporter, sauf complications tectoniques difficiles à déceler, à la « série des schistes à éléments calcaires ». La présence de niveaux calcaires, plus ou moins silicatés, tels qu'on les observe par exemple à la brèche du pic Belloc, constitue la preuve de l'exactitude de cette attribution.

Au Sud de la faille du lac de Caillaouas et de la brèche des Spijeoles, c'est-à-dire, dans le prolongement, vers le Sud-Est, de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, les enclaves à niveaux calcaires sont relativement nombreuses et l'horizon stratigraphique auquel il faut les rapporter est le même. Dans cette zone, la roche cristalline qui paraît la plus abondante est la diorite quartzique. Notons que la diorite quartzique ou la granodiorite de la chapelle d'Artiguelongue (haut Louron) paraît être en relation avec le niveau sous-jacent aux conglomérats, de même que celui qui affleure en rive gauche à l'aval de l'usine de Tramezaygues.

2) Composition chimique.

On trouvera en annexe la composition chimique d'échantillons représentant les différents types pétrographiques des roches cristallines de la région étudiée, ainsi que les schistes encaissants (tableaux 1 à 11).

La comparaison entre la composition chimique des roches cristallines du massif du Lys-Caillaouas et celle des schistes des différents niveaux reconnus comme encaissant ces roches montre une analogie remarquable du schiste à la roche cristalline correspondant à ce niveau :

MONOGRAPHIE DES MASSIFS CRISTALLINS

	<i>Granite à deux micas de Tramezaygues</i>	<i>Perdighero</i>	<i>Schiste vert micacé sous-jacent aux conglomérats (Rioumajou, amont de Frédancon)</i>
SiO ₂	69,39	72,54	70,63
Al ₂ O ₃	15,41	14,90	15,98
Fe ₂ O ₃	0,63	0,17	2,00
FeO	2,72	1,29	3,08
MnO	0,05	0,02	0,03
MgO	0,81	0,55	1,32
CaO	1,93	1,06	0,03
Na ₂ O	3,08	3,21	0,48
K ₂ O	3,60	4,44	1,37

	<i>Diorite quartzique lac glacé du Port d'Oô</i>	<i>Schiste bleu de la série à éléments calcaires Rioumajou, amont de Frédancon</i>
SiO ₂	57,17	56,79
Al ₂ O ₃	19,37	21,53
Fe ₂ O ₃	1,12	2,31
FeO	6,06	7,11
MnO	0,07	0,13
MgO	3,19	2,01
CaO	5,66	0,85
Na ₂ O	2,14	0,69
K ₂ O	2,40	3,94

La comparaison de la composition du granite à grain fin du pic Perdighero et de celui du massif de Tramezaygues, prélevé dans un filon interstratifié à l'Ouest de Lassoula, montre une analogie que laissaient prévoir les similitudes de composition minéralogique et de texture.

On remarquera aussi l'analogie entre la composition de l'échantillon de granite porphyroïde du Lys et celle de l'échantillon de granite de la Maladetta. Par contre, ici, des divergences texturales existent. On notera en particulier que les plagioclases les plus basiques sont, dans le granite de la Maladetta, des feldspaths zonés et séricitisés de composition mixte, tandis qu'ils sont, dans le granite du Lys, des feldspaths très purs, maclés selon des lois complexes, mais de composition plus homogène.

Les paramètres de LACROIX, calculés pour ces deux roches, sont les suivants :

- Granite du Lys-Caillaouas : I(II) . 2 . (3) . '3 . 3(4) ['2 . 1 . 1' . '4]
- Granite de la Maladetta : I' . (3) 4 . 2(3) . 3 [2 . 1 . (2) 3 . 3]

Ils conduisent à les nommer granodiorites, la roche de la Maladetta se rapprochant d'un granite monzonitique. Il a cependant paru souhaitable de conserver ici les noms traditionnels.

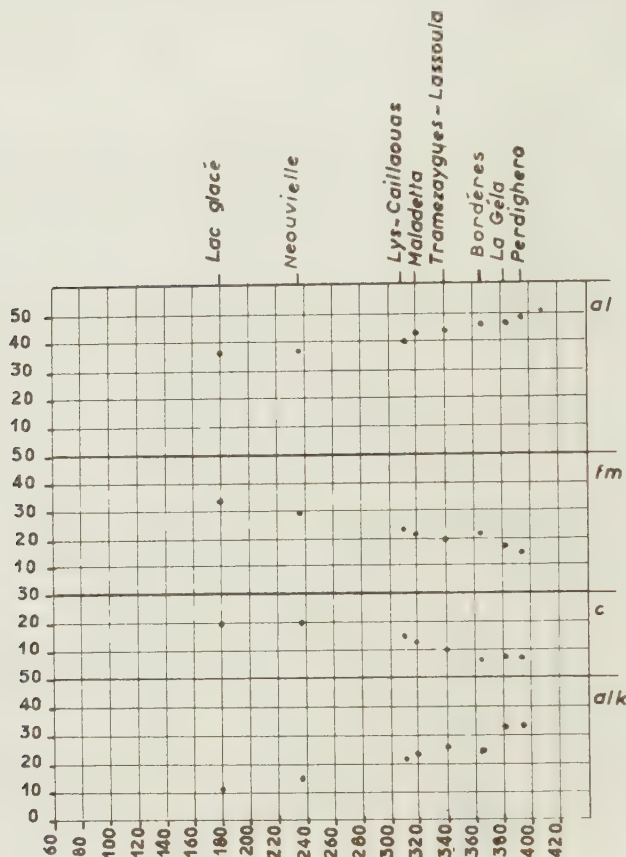


FIG. 28. — Comparaison des paramètres de NIGGLI en fonction des proportions moléculaires en silice pour divers échantillons représentant chaque type pétrographique de la région étudiée.

$al = \lambda (Al_2 O_3)$
 $fm = \lambda (FeO) + 2 (Fe_2 O_3) + (MnO) + (MgO)$
 $c = \lambda (CaO)$
 $alk = \lambda (Na_2 O) + (K_2 O)$
 avec $al + fm + c + alk = 100$
 λ , coefficient de proportionnalité
 Entre parenthèses : nombre de millimolécules

La comparaison des paramètres de Niggli correspondants peut être faite en fonction des proportions moléculaires de silice de chaque roche (fig. 28). On rapprochera ces diagrammes de ceux qu'à établis H. J. ZWART (1953, p. 147) en réunissant les analyses chimiques des granites pyrénéens que l'on possédait à cette époque.

On constate que les points représentatifs du granite à grain fin à deux micas du pic Perdighero (granite alcalin) et de la diorite quartzique du lac glacé du port d'Oô se placent aux deux extrémités du diagramme, les roches du groupe Lys-Maladetta présentant, en quelque sorte, une composition moyenne entre les deux précédentes.

Parmi les roches ignées à texture grenue du secteur étudié, le granite du Perdighero et la diorite quartzique du lac glacé du port d'Oô sont en quelque sorte deux pôles extrêmes, le premier ayant la composition des roches pyrénéennes du même groupe les plus acides connues jusqu'à ce jour. Les diagrammes présentés par H. J. ZWART montrent que des roches notablement plus basiques ont été rencontrés dans d'autres secteurs.

3) Examen des macles des plagioclases.

La comparaison des roches du massif du Lys a été faite par le procédé statistique proposé par Masao GORAI (1951). Cet auteur a réuni en trois groupes identifiables au microscope pétrographique les divers types de macles des plagioclases que seule la platine universelle permet de distinguer spécifiquement. Il s'agit des groupes : A (macles de l'albite, de la péricline et de l'acline), C (macles de Carlsbad, Manebach, Baveno, Ala, et groupes complexes), et U (plagioclases non maclés). Si, par analogie avec le cas des roches volcaniques ou éruptives et des roches de métamorphisme de contact, on fait l'hypothèse que les roches métasomatiques contiennent statistiquement une grande proportion de macles A et U, et très peu de C, tandis que les roches magmatiques contiennent statistiquement des plagioclases appartenant aux trois groupes, une comparaison peut être tentée. On doit tenir compte de ce que, dans le cas de roches éruptives, la proportion relative de macles C augmente avec la teneur en anorthite de la roche, tandis que dans le cas de roches métamorphiques, les macles C sont en très faible proportion. La taille des grains est aussi à prendre en considération.

Les indications obtenues par cette méthode statistique, qui repose sur l'examen d'un grand nombre de sections taillées dans des échantillons nombreux, permettent d'utiles comparaisons. Elles ne sauraient actuellement jouer le rôle de preuves.

Dans un diagramme représentatif du pourcentage des macles A, C, U dans divers échantillons de composition chimique connue, en fonction de la teneur en anorthite des plagioclases, M. GORAI a délimité des aires caractéristiques des roches éruptives et des roches métasomatiques (voir ZWART, *op. cit.*, p. 88). Sur un diagramme identique (fig. 29), ont été portés les points représentatifs correspondant aux échantillons analysés de chacune des unités pétrographiques étudiées. En abscisse sont notées les teneurs en anorthite calculées et, en ordonnée, les pourcentages respectifs de macles A, C, U, obtenus par comptage sur plusieurs plaques minces de l'échantillon.

Le point représentatif de la diorite quartzique du lac glacé du Port d'Oô se place dans le domaine des roches éruptives de M. GORAI (diagrammes A et C). Le granite porphyroïde du Lys-Caillaouas et le granite de la Maladetta présentent des caractères mixtes. Le point représentatif du granite porphyroïde se trouve dans la partie commune à deux zones ou à proximité des deux. Les points représentatifs des granites fins à deux micas et granites alcalins, d'après les diagrammes A et U, se placent dans le domaine des roches métasomatiques.

Le diagramme triangulaire A, C, U, représentant les proportions relatives des trois catégories de plagioclases, nous montre que les points correspondant aux granites et aux granodiorites sont situés dans l'aire des roches éruptives (fig. 30). Certains des points correspondant aux granites fins à deux micas se trouvent à la fois dans l'aire des roches éruptives et celle des roches métasomatiques.

On rapprochera la répartition ci-dessus des faits révélés par l'examen pétrographique. Le granite fin présente en abondance des « figures de corrosion » par le quartz ou les plagioclases, interprétables comme le signe de phénomènes de remplacement dans le solide. Dans la diorite quartzique, les figures de corrosion ne sont pas rares, mais l'examen n'a pas révélé de texture permettant sans discussion une interprétation identique.

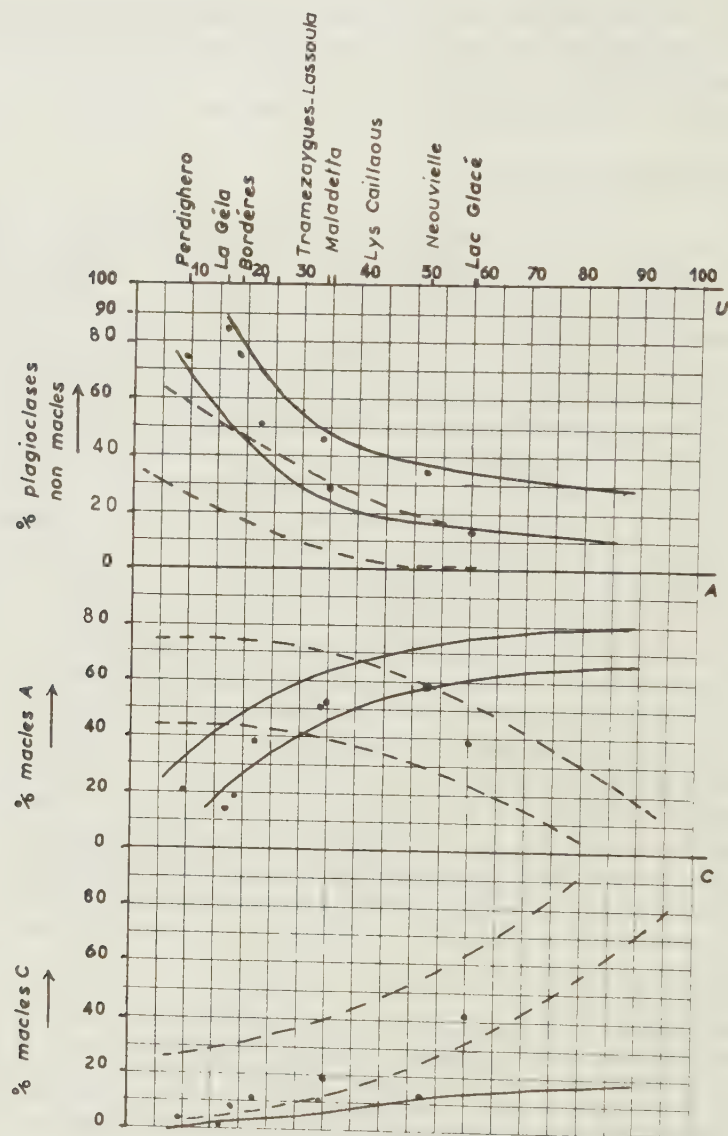


FIG. 29. — Diagramme des pourcentages en mactes A, C, U de Masao GORAI en fonction de la teneur en anorthite des plagioclases, pour des échantillons de chacun des types pétrographiques de la région étudiée. Les traits pleins délimitent le domaine des roches métasomatiques. Les traits interrompus, celui des roches éruptives.

4) Comparaison de ces types avec ceux d'autres massifs pyrénéens.

Dès 1938, E. RAGUIN avait signalé des amas de granulite à grain fin de quelques mètres à quelques kilomètres, répandus comme au hasard dans les massifs gneissiques. Ces amas

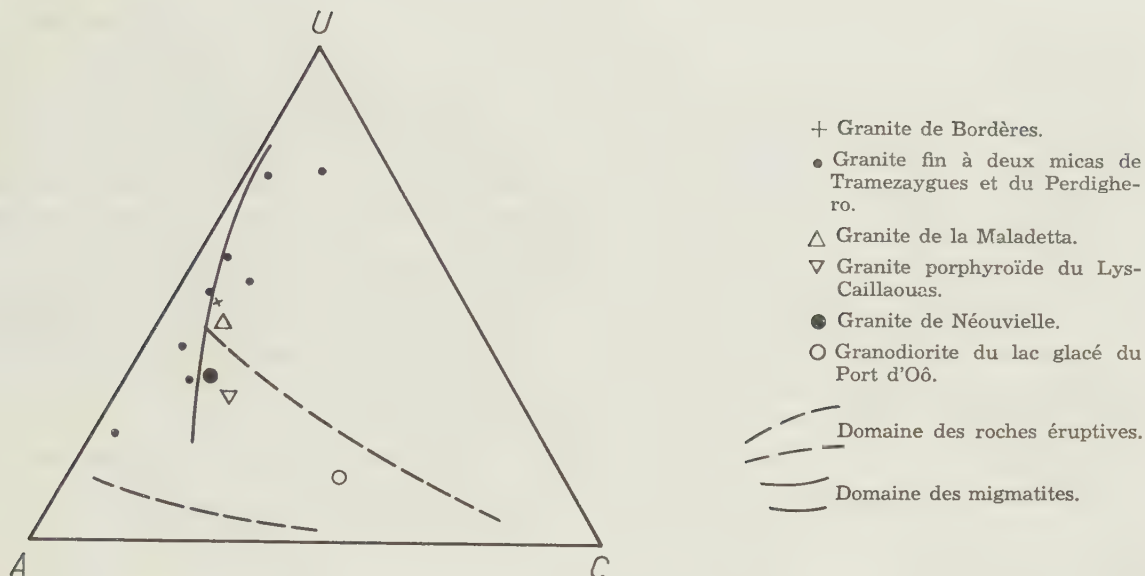


FIG. 30. — Diagramme représentant les proportions relatives des plagioclases à macles A, C, U, de Masao GORAI, pour différents échantillons de divers types pétrographiques de la région étudiée.

passent à des pegmatites et renferment divers minéraux. Selon cet auteur, « souvent, il n'est guère possible de distinguer s'ils sont liés directement aux gneiss et analogues aux filons de diadysites de bordure ou s'ils correspondent à des filons en rapport avec les intrusions granitiques carbonifères. Les deux catégories existent certainement. ».

Cette granulite et les pegmatites donnent par altération des gisements de kaolin dans le massif de l'Arize (1938a).

Peut-être certaines leptynites apparaissant en massifs importants signalés par le même auteur (1938b) sont-elles à ranger dans la même catégorie de roches.

H. J. ZWART (1953) a individualisé, sous le nom d'*orthogneiss*, la roche correspondant à la granulite, en tant que « granite intrusif avec une texture schisteuse » (p. 125). Cet auteur précise qu'il préfère ce nom aux termes de granite syncinématique ou de granite congénère des migmatites. Dans sa pensée, ces termes pourraient donc sans doute s'appliquer à la roche en question.

La texture orientée, ou la foliation, semble ainsi caractériser cette roche dans le Saint-Barthélemy comme dans les Pyrénées Centrales. H. J. ZWART décrit l'*allure laccolitique* du gisement et la *concordance* de ce laccolite avec la stratification ou la schistosité (p. 127). Notons que les granites à aspect stratiforme sont nombreux dans les Pyrénées (LEYMERIE, 1868, CHEVALIER, 1925, in DALLONI, 1930).

Pour H. J. ZWART, il n'est pas exclu qu'une partie de la schistosité soit causée par la piézo-cristallisation, mais il apparaît à l'examen microscopique que des déformations responsables d'une texture gneissique se sont produites « après la consolidation de la masse principale de la roche ». Ces affirmations découlent évidemment de l'observation de particularités texturales identiques à celles qui ont été décrites précédemment, telles que la texture orientée et la présence de minéraux tordus, brisés ou broyés. Elles ne constituent d'ailleurs qu'une des interprétations possibles de ces observations.

Selon le même auteur, l'orthogneiss n'est jamais en contact avec les roches plus jeunes que l'Ordovicien.

Ces analogies structurales et texturales avec les roches granulitiques étudiées au cours du présent travail ne font que confirmer une analogie de composition minéralogique et de composition chimique. La composition chimique de l'« orthogneiss » est voisine de celle des pegmatites, qui sont d'ailleurs abondantes dans ses gisements. L'orthogneiss est composé de quartz, albite-oligoclase, feldspath alcalin, muscovite et biotite, mais ne renferme jamais de hornblende.

H. J. ZWART oppose à l'« orthogneiss », selon lui syntectonique, lié aux migmatites et représentant le type des granites d'anatexie, le granite à biotite, en batholites circonscrits, moins acide. C'est le type du granite de la Maladetta. Composé de quartz, andésine, feldspath alcalin et biotite, occasionnellement de hornblende, il ne renferme jamais de muscovite. Les pegmatites sont rares mais les lamprophyres, aplites et porphyres quartzifères sont fréquents. Les gisements de plomb, zinc et cuivre sont, pour la plupart, liés à ce granite.

Le granite de Vernet-Casteil (GUITARD, 1953b, 1958) présente, lui aussi, des analogies de gisement avec les ensembles précédents.

5) Récapitulation.

Quatre types pétrographiques ont été mis en évidence :

Le granite de la Maladetta, d'une composition assez voisine de celle du granite de Lys-Caillaouas, renferme de l'andésine, de la biotite et, localement, de la hornblende verte. Il est réputé recouper et métamorphiser le Dévonien et le Carbonifère y compris le Westphalien. Nombreuses sont les enclaves enallogènes. On n'y remarque que peu de filons acides ou basiques, au moins dans la partie explorée.

Le granite blanc à grain fin à biotite et muscovite, qui renferme orthose, albite et oligoclase, montre une *texture orientée*, des *traces de déformation contemporaine de la naissance de la roche*, et se présente en *gisements concordants* avec la stratification, ou la schistosité. Il n'est pas en contact avec des terrains plus récents que l'Ordovicien. Il est rare qu'il atteigne le niveau du conglomérat infra-ordovicien. *Sa composition chimique est voisine de celle de schistes sous-jacents à ce niveau.* Des pegmatites l'accompagnent dans ses gisements.

Le granite porphyroïde du Lys-Caillaouas, à phénocristaux d'orthose, est riche en quartz, oligoclase, muscovite et biotite et renferme une certaine proportion d'andésine. Il présente des contacts riches en pegmatites comme en filons basiques. Ses limites sont *concordantes en grand, souvent sécantes dans le détail*. Il présente des enclaves schisto-gneissiques à aspect stratiforme, porteuses de *strates repères des niveaux de l'Ordovicien*, parmi lesquelles, à la base, le niveau du conglomérat infra-ordovicien.

La diorite du Lac Glacé est relativement basique, et renferme en abondance andésine, biotite et hornblende. Les levés n'ont pas mis en évidence de cortège filonien. Les schistes encaissants sont presque toujours les schistes de la « série à éléments calcaires ». Sa composition chimique est voisine de celle de ces schistes. On peut penser qu'en différents points, la roche passe à la granodiorite.

Rappelons que le massif du Lys-Caillaouas présente des caractères intermédiaires entre ceux des massifs circonscrits de granite à biotite pyrénéens d'une part, et ceux des massifs de granulite, ou de granites d'anatexie d'autre part, considérés comme deux termes opposés.

Ces deux aspects ont été mis en lumière par RAGUIN et DESTOMBES (1948). En première analyse, la composition chimique et minéralogique est celle d'un granite du type granite à biotite intrusif. Sur le terrain, on observe aussi la netteté des contacts, l'abondance des minéraux de métamorphisme de contact, la présence de filons basiques (lamprophyres). Cependant, il y a association avec des gneiss, présence de plis ptygmatisques. Ces derniers faits, les relations de concordance avec les enclaves, l'abondance des pegmatites et des aplites, *ne sont observés habituellement dans les Pyrénées que pour les roches du type de granite d'anatexie, ou des granulites* (ZWART, 1953, p. 146). Le granite du Lys-Caillaouas renferme, à côté de la biotite, de la muscovite en proportions appréciables, et ceci peut être regardé aussi comme un caractère mixte.

III. LE MASSIF DE BIELSA-HÉAS-GAVARNIE

Le substratum cristallin formant la base des vallées de Gavarnie et de Troumouse, ainsi que le massif de Bielsa, mériterait à lui seul une étude d'extrême détail. Dans ce travail seront examinées les relations que l'on peut établir avec les autres éléments structuraux de la région étudiée.

a) *Historique.*

C'est à A. BRESSON (1903) que l'on doit l'examen structural le plus récent de la région située entre le granite du Lys-Caillaouas et le « granite de Héas-Gavarnie ». Cet auteur rappelle (p. 160) l'opinion de RAMOND (1801), de CHARPENTIER (1823) et de MALLADA (1879), selon laquelle les *sédiments granitisés* de la vallée de Héas et de Troumouse s'étendent en territoire espagnol jusqu'en amont de Bielsa. A. BRESSON lui-même a cartographié un massif de granite s'étendant plus à l'Est encore, jusqu'au-delà du lac d'Ourdissetou, et prolongeant les bandes observées à Héas. Pour lui, le granite de Gavarnie-Héas-Bielsa, affleurant à la faveur de l'aire anticlinale de Moudang-Gavarnie, est de même nature que celui de Caillaouas. Les analogies lithologiques avec les types décrits par LACROIX (1900) à Caillaouas ne lui laissent aucun doute sur la continuité souterraine, suivant la frontière franco-espagnole, des deux massifs. Cette continuité est suggérée par les contours de la feuille de Luz (1^{re} éd.), d'après lesquels l'auréole de métamorphisme de contact du massif du Lys s'étend vers l'Ouest jusqu'au-delà de Frédancon.

BRESSON décrit les sédiments granitisés, encaissants ou formant des enclaves, ainsi que les types granitiques auquel conduit l'endomorphisme. Il s'agit notamment de granites amphiboliques à cristaux d'amphibole très développés, de granites surmicacés, inhomogènes, à schistosité parallèle en grande masse à celle des schistes, et comparables aux formations décrites par LACROIX, et enfin de granites surmicacés à taches jaunes de sphène, également comparables à ceux qu'a décrits LACROIX à Caillaouas. Le granite normal est à grain fin ou moyen, à biotite souvent altérée en produits chloriteux.

Enfin, les terrains métamorphisés, schistes à *Calymene tristani*, selon les découvertes de

FROSSART, schistes noirs à macles (d'andalousite) sont d'âge gothlandien. Pour BRESSON, le granite est postérieur au Silurien supérieur, et cet auteur pense même qu'il est très probablement postérieur au Dévonien inférieur. En effet, il voit une remarquable similitude d'aspect entre les terrains métamorphisés par le granite de Caillaouas et ceux que touche le granite de Héas-Gavarnie, y compris dans les assises dévoniennes.

DALLONI (1910) a étudié les relations structurales du granite de Bielsa et des terrains encaissants. Il a notamment reconnu l'existence de Permo-Trias transgressif (conglomérats, brèches, arkoses, argilites) sur le granite. Les conglomérats contiennent des galets de granite. Cette observation, une des seules de cet ordre dans les Pyrénées, permet d'attribuer un âge minimum au granite et conduit à le rattacher au cycle orogénique hercynien.

C. JACOB et R. CIRY (1924) ont mis en évidence au Sud et au Sud-Est du lac d'Ourdissetou des relations tectoniques complexes entre le granite de Bielsa et les terrains paléozoïques encaissants. A la Punta Suelsa, une klippe de calcaire dévonien, formant le sommet, se trouve en repos anormal sur le granite par l'intermédiaire d'une lame d'argilites permo-triasiques.

La feuille de Luz (2^e éd., 1949) cartographie le massif de Troumouse-Gèdre-Gavarnie comme des migmatites, notées M^{2-1} , tandis que le massif de Bielsa est figuré comme un granite à biotite.

b) Distribution géographique.

Le massif de Gavarnie-Héas-Bielsa a été examiné à Troumouse, où les types décrits par BRESSON peuvent être observés dans toute leur variété, ainsi que les schistes encaissants à minéraux de métamorphisme, notamment les « schistes à minéraux géants » analogues à ceux de l'anticlinal de Frédancon. Les roches cristallines affleurent encore dans la haute vallée de la Gélà, dans la région du lac et du port de Barroude, où l'on peut examiner aussi leurs contacts avec des schistes à petites andalousites. On atteint le massif au Paso de Los Caballos, entre le pic et le lac d'Ourdissetou et au pic Montaut à l'extrémité sud-est de la croupe de la Costera. Un granite affleure encore au-dessus de El Plan, vers la cote 2 500. JACOB et CIRY ont décrit plus à l'Est des relations tectoniques compliquées avec un massif affleurant au fond de la vallée de la Cinqueta, une lame dévonnaie, en position anormale, séparant les deux ensembles cristallins.

c) Pétrographie.

Le type pétrographique le plus commun est un granite blanc à deux micas rappelant beaucoup celui de Tramezaygues et du Perdighero. Il forme la plupart des veines concordantes avec la stratification qui apparaissent et se multiplient du Nord au Sud dans les schistes du Port de Barroude, au fond du vallon de la Gélà.

C'est une roche leucocrate à grain variable d'une fraction de millimètre à 1/2 mm, généralement plus gros que celui du granite de Tramezaygues. Il est difficile d'y déceler une orientation commune de certains minéraux, tels que les micas, contrairement au cas du granite de Tramezaygues. Les micas y sont d'ailleurs relativement rares, et l'on rencontre fréquemment de véritables aplites. Les pegmatites sont rares.

Au microscope, on observe, comme dans le granite fin à deux micas de Tramezaygues, une texture caractéristique du quartz, qui se présente en plages, formées de « panneaux » juxtaposés à contours capricieux, parfois anguleux, fréquemment bourgeonnants et de positions d'extinction souvent voisines (photo 5, pl. XX). Les feldspaths potassiques, tous perthitiques,

sont abondants, et les cristaux, de forme globuleuse, n'ont que rarement leurs faces cristallines. Seuls les plagioclases, albite ou oligoclase, ont souvent leurs formes propres. Ils sont en général très altérés. Les bourgeons myrmékites sont très fréquents. On observe enfin des inclusions de petits plagioclases altérés au sein des grands feldspaths potassiques. Les cristaux de muscovite se présentent sous l'aspect de dentelles très découpées, et ne sont pas limités par leurs faces de clivage. Ils sont isolés dans la masse. Les figures de corrosion qu'ils présentent sont particulièrement apparentes (photo 6, pl. XX). Par contre, on constate que la biotite chloritisée est en paillettes bien formées, groupées en traînées ou en couronne autour d'un feldspath potassique. Ces paillettes sont alors orientées en tous sens. La limite des cristaux de biotite est occupée par de la séricite qui remplit d'ailleurs, comme dans le granite de Tramezaygues, de nombreux vides et de multiples fissures intergranulaires ou intragranulaires orientées en tous sens.

Les minéraux ne présentent aucune trace de déformation mécanique. Si, par analogie avec le cas du granite de Tramezaygues, la présence de fissures séricitisées peut être interprétée comme la manifestation d'une déformation, celle-ci ne paraît accompagnée, au moins parmi les échantillons étudiés, d'aucun autre accident à l'échelle microscopique. En outre, on n'observe pas de texture orientée même dans l'affleurement en veines ou en filons interstratifiés, contrairement au cas précédent.

Ce type pétrographique est fréquent dans le massif. Comme l'a fait remarquer A. BRESSON, de nombreux autres types existent, observables notamment à Troumouse. Le type le plus fréquent dans le cirque de Troumouse est un granite à grain moyen et homogène, voisin du granite à deux micas précédent mais comportant une proportion variable de biotite. C'est le « granite normal » de BRESSON. Le contact avec les schistes ordoviciens peut avoir lieu, comme à La Géla, par l'intermédiaire de filons granitiques de plus en plus nombreux. En d'autres points, on observe un contact franc. A quelques centaines de mètres au Nord de la Vierge de Troumouse, le schiste situé au contact présente des plissements de quelques centimètres de rayon, dont le cœur est occupé par des masses isolées du corps principal (fig. 31). Dans ce granite de Troumouse, on peut remarquer l'existence d'une surface de cassure du granite à

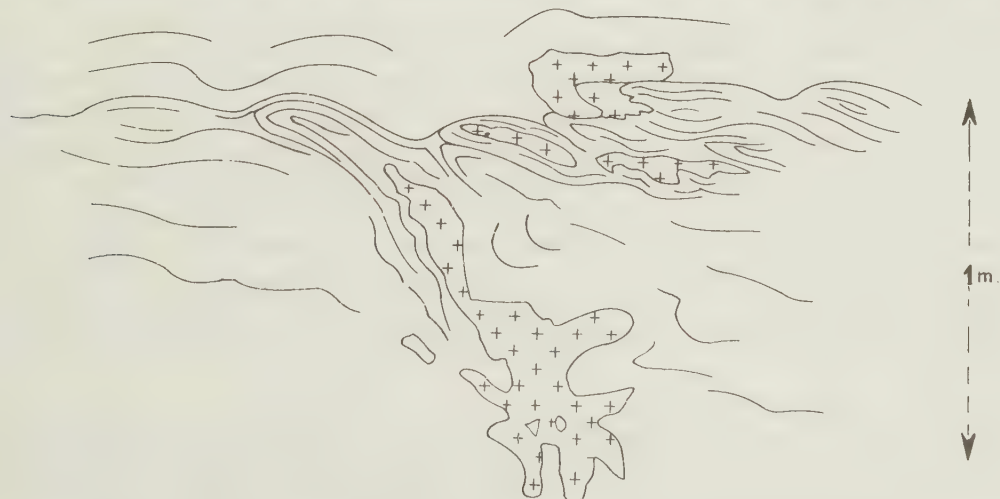


FIG. 31. — Contact du granite à biotite du cirque de Troumouse avec des schistes anté-gothlandiens plissotés. Des masses de granite (figuré par des croix) apparemment isolées du corps principal (situé vers la droite par rapport au schéma), sont localisées au cœur des plis.

orientation privilégiée. Elle apparaît d'une part par une série de diaclases verticales, orientées N 160° E, et d'autre part, par des fissures qui apparaissent sous le choc du marteau. Ces dernières correspondent à une orientation grossièrement parallèle des feldspaths et des micas du granite. Il s'agit là d'une texture orientée sans doute analogue à celle que présente le granite de Tramezaygues.

Les granites homogènes à grain moyen se présentent en grandes masses. Au voisinage des schistes encaissants, l'homogénéité de la roche disparaît, et l'on observe des variations de taille du grain en même temps que la présence des enclaves de forme et de taille variées déjà reconnues par DUFRÉNOY (1873). A. LACROIX (1900, p. 28), note comme un fait exceptionnel dans les Pyrénées l'abondance de la cordiérite dans le granite riche en enclaves schisteuses du chaos de Gavarnie.

d) *Comparaison avec les autres types pétrographiques.*

L'analyse chimique de la roche de La Géla (tabl. 7) conduit à classer cette roche parmi les granites alcalins. Dans un diagramme comparatif (fig. 28), la roche se place au voisinage du granite alcalin du Perdighero. De même que ce dernier, on peut la considérer comme l'une des plus alcalines et des plus alumineuses de la chaîne.

L'examen des macles des plagioclases selon les définitions de Masao GORAI, effectué à titre comparatif, a montré une absence presque totale de macles C : le point représentatif se trouve dans le domaine des roches métasomatiques (fig. 29).

Le granite de La Géla présente donc des analogies avec ceux de Tramezaygues et du Perdighero. Cependant, les traces de déformation paraissent être très discrètes dans le premier cas, et aucun signe ne permet de lui attribuer une origine syntectonique.

e) *Relations structurales avec le massif du Lys-Caillaouas.*

BRESSON admet une continuité structurale entre le massif de Gavarnie-Héas-Bielsa et le massif du Lys-Caillaouas.

L'énoncé des faits qui précèdent montre que les analogies pétrographiques et pétrochimiques sont limitées à des similitudes entre des types particuliers de roches ne constituant qu'une partie de chacun des massifs : le granite de Tramezaygues d'une part, celui de La Géla-Troumouze d'autre part. L'association des types pétrographiques dans le massif de Gavarnie-Héas-Bielsa, qui justifie la notation cartographique en « migmatites » de ce massif, n'a rien de commun avec celle qui a été mise en évidence dans le massif du Lys-Caillaouas.

L'examen des levés au 1/50 000 de ce travail permet de constater, entre les deux massifs, la présence du synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou et de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes. Ces plis ont une orientation cartographique N 120° E à N 140° E, qui souligne l'alignement entre les formations granitisées de Troumouze et celles de Bielsa et du lac d'Ourdissetou.

Remarquons que les contours de la feuille de Luz au 1/80 000 suggèrent la présence d'un anticlinal dans l'Ordovicien, d'axe N 100° E, formant ensellement axial entre les deux massifs. Ces contours sont d'ailleurs exacts, au jeu de décrochements latéraux près. Notons qu'il nous a été impossible de découvrir la « cheminée » granitique signalée dans le contrefort nord-ouest du pic Lustou par DALLONI (1910, p. 115) et figurée sur la feuille de Luz du 1/80 000.

La continuité structurale entre ces massifs n'existe donc pas.

Nous sommes conduits à remplacer l'hypothèse d'une continuité latérale par celle d'une *superposition* des massifs. Les enclaves schisto-gneissiques et la limite inférieure du granite porphyroïde du Lys-Caillaouas dessinent une voûte dont le cœur est occupé par les schistes à minéraux géants et les quartzites d'Aygues Tortes. Dans l'hypothèse proposée, un massif en forme de dôme, homologue de celui de Bielsa-Troumouze-Héas, constituerait sans affleurer le soubassement de ces schistes et quartzites au cœur de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes. La naissance des minéraux géants, (andalousite, staurotide, etc...) pourrait être attribuée au métamorphisme exercé par le granite lors de sa formation. Les mêmes schistes affleurent à Troumouze avec les mêmes caractères (la présence d'andalousites géantes notamment), et l'origine des minéraux qu'ils renferment est évidente. On peut admettre que d'un pli anticlinal à l'autre, il y a identité des conditions de formation des minéraux de métamorphisme.

La position supposée de l'homologue du massif Bielsa-Héas-Gavarnie dans le pli de Frédancon-Aygues Tortes, et par rapport au granite du Lys-Caillaouas, est représentée fig. 24.

IV. LE GRANITE DE BORDÈRES

Ce massif n'affleure pas dans le territoire cartographié. Il sera simplement cité ici, à titre de terme de comparaison avec les autres formations étudiées.

Le granite de Bordères a fait l'objet d'une description détaillée par J. CARALP (1896), description reprise par A. BRESSON (1903) pour la partie occidentale du massif. Ce petit batholite à bords nets, de forme elliptique, sans diverticules ni pointements latéraux, est traversé du Sud au Nord par la vallée de la Neste de Luron. Les terrains métamorphiques forment une auréole de quelques centaines de mètres autour du massif. A. LACROIX (1900) y a décrit des cornéennes rubanées de types variés, des grenatites feldspathiques et des calcaires à minéraux provenant de la transformation des schistes, grès et calcaires du Dévonien et du Carbonifère. Le même auteur décrit des enclaves riches en gros cristaux de diopside et de sphène ainsi qu'en anorthite et bytownite, et passant à la cornéenne à grain fin.

Le granite est composé de quartz, orthose et plagioclase, amphibole et biotite et de minéraux accessoires. Selon les conclusions de CARALP, le granite est postérieur au Dinantien, dont il a métamorphisé les assises, et antérieur au Permo-Trias. Les brèches permienes (vallée de la Haute-Bareille) renferment en effet des fragments de granite.

Le granite se présente en prismes de teinte grisâtre, à patine jaune, à grains de taille moyenne, sans phénocristaux, ainsi que le souligne BRESSON. Les enclaves homogènes, à fines aiguilles amphiboliques, s'y présentent sous l'aspect de taches sombres de forme et de taille variées.

Au microscope, on observe des cristaux de feldspath automorphes et à angles adoucis. Il s'agit de cristaux d'orthose, parfois perthitique, d'albite et d'autres plagioclases zonés. Dans les échantillons étudiés, les feldspaths sont très damouritisés et la biotite est chloritisée (fig. 4, pl. XX). La biotite présente fréquemment des traces de déformation par torsion et renferme des inclusions de zircons et d'apatite. Le quartz en jeu de patience moule les cristaux précédents. Présence d'un peu de muscovite, d'ilménite et de magnétite.

La composition chimique (tabl. 8) conduit à ranger l'échantillon analysé parmi les granites monzonitiques. Dans un diagramme comparatif des paramètres de NIGGLI, les points représentatifs se placent au voisinage des granites à grain fin de Tramezaygues et du Perdighero, c'est-à-dire, parmi des roches dont le gisement est notablement différent de celui de Bordères. Le point représentatif des proportions relatives en plagioclases A, C et U, de Masao GORAI se trouve dans le domaine des migmatites (fig. 29 et 30), ce qui constitue un autre caractère imprévu.

On pourrait supposer que les filons de granulite tourmalinifère signalés par CARALP entre Bordères et Ris sont analogues aux types alcalins du massif du Lys-Caillaouas. Il n'y a en fait aucune similitude entre cette roche et celle qui affleure à Tramezaygues et au Perdighero. Le grain est plus fin (fraction de millimètre) et on n'observe pas d'orientation préférentielle des éléments.

La nature des roches provenant de la transformation des calcaires, aux contacts et en enclaves (A. LACROIX), d'une part, la composition chimique d'autre part, paraissent rapprocher davantage le granite de Bordères d'un type tel que celui du Lys-Caillaouas que des autres granites en massifs circonscrits étudiés.

V. LE GRANITE DE NÉOUIELLE

Le grand massif granitique de Néouvielle est situé au Nord-Ouest de la région cartographiée, au-delà du méridien 2,3 gr. Pour cette raison, il n'a pas fait l'objet d'une étude structurale détaillée. Une telle étude serait cependant d'un très grand intérêt, après les travaux de R. PERRIN et ROUBAULT (1939) sur les particularités texturales des roches de ce massif, révélatrices de phénomènes de remplacement dans le solide. Peut-être cette étude verra-t-elle le jour dans l'avenir.

Il ne saurait être question ici que des visites brèves et localisées, effectuées dans un but de comparaison avec les massifs voisins.

A LACROIX a étudié dans le plus extrême détail les contacts métamorphiques du pic d'Arbizon et de la région de Barèges, et tout particulièrement la transformation des assises calcaires dévoniennes. Une description minutieuse est donnée (1900) des calcaires cristallins à minéraux (zoïsite, grenat, pyrénéite, grossulaire et phrénite très altérée, axinite, idocrase, des cornéennes et des grenatites, ainsi que des roches à axinite de ces contacts.

A. BRESSON (1903) a reconnu l'homogénéité du massif, composé de granite à biotite à grain moyen, non porphyroïde, riche en amphibole à sa périphérie.

Cet auteur attire l'attention sur les contours sinueux et déchiquetés des contacts dus à « l'inégalité d'intensité dans la digestion des couches sédimentaires par le granite ». Il signale des pointements satellites et des enclaves dont les couches peuvent être suivies en dehors du massif sans variations appréciables de pendage. « C'est l'indication absolue que les couches du terrain de transition étaient déjà plissées et relevées lorsque le granite a fait sa place par

la digestion au milieu de celles-ci ». BRESSON remarque encore qu'au Nord du massif, une bande calcaire large et quasi rectiligne borde le granite. On peut rapprocher ce caractère de celui du massif de la Maladetta, qui est, selon les auteurs, presque uniformément limité par du calcaire. Le granite est postérieur au Dinantien (BRESSON, 1900). Il a traversé sans les déranger de façon appréciable toute une série d'éléments tectoniques, anticlinaux et synclinaux.

L'abondance des filons, et notamment des filons de labradorite, est exprimée, peut-être maladroitement, par la feuille de Luz au 1/80 000 (1^{re} éd.) au sein du massif de Néouvielle et du massif de Cauterets, ainsi qu'à la périphérie de ces massifs. Les plus éloignés de ces filons atteignent, comme on le constate sur le terrain, la vallée de La Géla, dans la région cartographiée dans le présent travail.

P. HUPÉ a étudié la pétrographie et la structure du massif. Cet auteur décrit un type nouveau d'enclaves, les enclaves *phasmatoclasiques*, qui sont des « vestiges de diaclasses ou de surfaces de laminage, développées au sein du granite et reprises par une granitisation ultérieure (1951b).

Deux types sont représentés : des enclaves à composition de chloritoschistes, passant aux plans de friction chloriteux, et des étoilements en amas allongés et alignés de tourmaline, s'ordonnant suivant un système de plans entrecroisés, et passant aux diaclasses enduites de tourmaline. L'étude tectonique conduit cet auteur à distinguer une phase plastique dans le granite comme dans l'auréole et une phase rigide (1948). Des zones de laminage approximativement orientées E-W, postérieures au plissement hercynien car elles laminent les lamprophyres, et disposées en éventail, sont, selon HUPÉ, la manifestation d'un déversement du massif en relation avec le charriage de Gavarnie : le degré de mylonitisation est le même dans le cristallin que dans le sédimentaire charrié (1947b). L'étude structurale conduit cet auteur à considérer que le massif n'est pas un batholite mais un chonolite. Des schistes carburés observés en enclaves dans des filons hercyniens de diabase schizolitique proviendraient d'un plancher schisteux. Cette disposition aurait permis, à l'Eocène, un décollement au niveau du Gotlandien avec déplacement régional vers le Sud des masses sous-jacentes, granite et terrains sédimentaires. L'accident de Gavarnie ne constituerait qu'une partie de cet accident d'ensemble.

La partie du massif qui a été visitée, aux environs de Cap de Long, offre un granite de teinte claire, à grain moyen, à biotite, renfermant un peu d'amphibole. Les enclaves mélanocrates de forme et de taille variables sont nombreuses ainsi que de nombreux filons d'aplite à gros grain. Les filons de labradorite sont également nombreux.

Au microscope, le granite présente du quartz et du microcline en larges plages et de très nombreux plagioclases parfois zonés (andésine), peu damouritisés, de la biotite chloritisée le long des clivages avec inclusions de zircon, un peu de hornblende, de l'apatite et du sphène.

Les textures analogues à celles qui ont été observées par R. PERRIN et M. ROUBAULT dans les aplites du même massif sont moins apparentes, la présence de quartz en gouttelettes étant cependant fréquente.

Tous les minéraux présentent des traces de déformation : torsion des lamelles de biotite, quartz compartimenté en panneaux à extinction roulante, feldspaths à clivages déformés et extinction roulante. Ce caractère est-il fréquent dans tout le massif ? Dans l'affirmative, on pourrait penser, avec P. HUPÉ, aux répercussions du charriage de Gavarnie.

La composition chimique du granite (tabl. 5) conduit à la placer non loin de celui du lac glacé du Port d'Oô (fig. 28).

*
* *

Dans cette étude des massifs cristallins de la haute chaîne des Pyrénées centrales, les formations situées à l'intérieur de la région cartographiée ont bénéficié d'un examen aussi détaillé que possible. Les levés et l'analyse tectonique ont en effet permis l'étude structurale des granites et de leurs formations encaissantes. L'exposé des méthodes et résultats de cette analyse tectonique constitue la seconde partie de ce travail. Les relations géométriques et chronologiques annoncées antérieurement y sont justifiées et précisées. La troisième partie est consacrée à l'interprétation des relations cinématiques mises en évidence et à la discussion des conditions de formation de ces granites.

DEUXIÈME PARTIE

ANALYSE STRUCTURALE

GÉNÉRALITÉS

Une attention toute particulière a été apportée à l'étude analytique des déformations des matériaux de la région cartographiée. Le domaine volontairement limité des levés et l'échelle adoptée (1/20 000, 1/32 000) ont conduit à un examen très détaillé, et l'auteur a fait appel à des méthodes d'observation et à des techniques d'analyse qui ne sont pas encore toutes pratiquées de façon courante, bien que relevant des méthodes de l'analyse structurale, discipline qui a été mise en vedette depuis plusieurs dizaines d'années par C. E. WEGMANN (1929, 1947, 1951a, 1951b)

L'auteur a cherché, dans l'application des idées directrices énoncées par C. E. WEGMANN, à étudier à tous les ordres de grandeur possibles et par les méthodes appropriées, les traces de déformation inscrites dans les matériaux de l'écorce terrestre dans le domaine cartographié.

L'étude à différents ordres de grandeur, souvent négligée, présente en effet l'avantage de fournir par l'application de méthodes indépendantes les unes des autres, des renseignements concordants ou complémentaires sur un même ensemble de déformations, à partir desquels des conclusions peuvent être tirées avec plus de rigueur que par les méthodes classiques. Celles-ci, habituellement, se limitent à un seul ordre de grandeur, qui est souvent celui qui correspond à l'échelle de la carte géologique. L'étude à différents ordres de grandeur permet, dans d'autres cas, de progresser dans l'analyse des déformations synchrones et des déformations métachrones. Elle constitue donc un moyen de contrôle précieux.

Cette idée directrice a été largement développée par C. E. WEGMANN qui a énoncé une classification des ordres de grandeur (1947, p. 225) dont la distinction est d'abord *instrumentale*: les méthodes et techniques d'investigation changent d'un ordre de grandeur à l'autre (1951a). Selon cet auteur, « on distinguera des unités de premier ordre, comprenant un segment déformé qui sera composé des éléments d'une classe inférieure embrassant des séries de plis, de nappes, de blocs ou de noyaux granitiques, telles que les zones des Alpes (helvétique, pennique, austro-alpine) ou des calédonides scandinaves ou d'autres segments zonés. Ces zones seront divisées en unités plus petites, faciles à déceler; ce qui permet de les individualiser, c'est leur tendance de mouvement (nappes, plis, blocs faillés et intrusions)... »

« La division suivante est d'un ordre de grandeur s'étendant entre quelques mètres et quelques dizaines de mètres. Ce sont, par exemple, les plis visibles dans un affleurement, les blocs entre les grandes diaclases, les filons et autres phénomènes de cette grandeur... Le pas suivant nous mène à l'ensemble des structures et textures, à la trame des roches (*Gefüge*, (*petrofabric*), SANDER, 1930). La limite des minéraux ou des fragments de minéraux (parfois

aussi des fragments de roches) composant l'ensemble sépare cette catégorie de l'ordre inférieur. Nous laissons pour le moment de côté les traces de mouvements apparaissant à l'intérieur des minéraux ».

« Cette division n'est pas rigoureuse puisqu'on trouve toutes les transitions dans la nature. Ce sont donc plutôt des *types* de phénomènes choisis dans une série continue et fixés pour la commodité de l'exposé ».

Et C. E. WEGMANN écrit encore (1951a, p. 58) : « Le rapport entre la forme externe d'une unité tectonique et sa structure interne est un moyen de contrôle et de classification précieux. »

On peut, en effet, distinguer dans une unité des caractéristiques tectoniques externes (sa forme extérieure, par exemple la forme des limites des unités lithologiques ou stratigraphiques dans un pli, exprimée sous la forme de contours cartographiques) et des caractéristiques internes (par exemple, les traces de déformation, répartition des diaclases, joints, surfaces de friction, zones de broyage, etc...). Il est notamment important d'examiner la répartition des traces de déformation internes, qui peuvent être inégalement développées à l'intérieur d'une même unité, par exemple, être plus nombreuses vers les limites.

Enfin, « en divisant les phénomènes en classes de grandeur, on peut les décrire sous deux points de vue susceptibles de se contrôler mutuellement : ils sont considérés à chaque étage, d'une part, comme continus, et d'autre part, comme des ensembles composés par les éléments discontinus de l'étage inférieur » (1947).

C. E. WEGMANN insiste encore sur le fait que les différentes unités et leurs déformations ne sont pas homologues les unes des autres dans une sorte d'homothétie.

« Chaque échelon est traité par des méthodes spécifiques; la connaissance d'une unité d'ordre supérieur n'est pas seulement obtenue par l'addition des résultats auxquels on arrive par l'étude des parties ou, ce qui est plus risqué, par l'extrapolation de ces résultats ».

Le choix de l'un ou de l'autre des ordres de grandeur aux fins d'analyse n'est donc pas facultatif. Il est au contraire nécessaire de réunir toutes les observations faites par les méthodes appropriées et d'en examiner les recoupements. Il est nécessaire, en outre, de disposer de séries de techniques correspondant à toutes les méthodes spécifiques de chaque ordre de grandeur et d'être en mesure de choisir les méthodes les mieux appropriées à tel ou tel cas. Un véritable équipement mental doit être acquis.

Les méthodes précédentes conduisent tout d'abord à des résultats *géométriques* pour les caractéristiques de chaque unité, ainsi qu'à une analyse chronologique. Les éléments permettant de déceler ainsi de telles relations entre les traces de déformation sont non seulement les surfaces (couches, diaclases, schistosités, limites d'unités) mais les *axes* et les *fronts de transformation* (aux différents ordres de grandeur).

Les relations ainsi mises en évidence servent de base à l'analyse *cinématique*. Celle-ci doit elle-même être conduite de manière à tenir compte de la fréquence à laquelle ont pu se produire les déformations inscrites dans les matériaux de l'écorce terrestre, et notamment, dans les sédiments. En effet, les déformations peuvent se produire à des fréquences très variables. C. E. WEGMANN a illustré ce fait en groupant les diverses catégories de mouvements tectoniques selon les « bandes » d'un spectre en fonction des différentes fréquences auxquelles ils se produisent (1948). Cette classification n'est d'ailleurs que provisoire.

Les fréquences vont de celle des ondes P, S et L, qui est très grande, à celle des grands cycles orogéniques (période, 300 à 400 millions d'années). Les mouvements de très grande

fréquence, dont certains peuvent, dans des conditions favorables, être enregistrés dans les sédiments, ne peuvent en général être repérés avec précision. En effet, l'unité de temps est, dans le cas le plus favorable, l'héméra, dont la fréquence est bien plus faible que celle de ces mouvements.

L'analyse structurale conduit fréquemment à observer « le jeu, dans une région, de deux sortes de structures attribuables à différentes époques tectogènes » (1947). C'est l'étude de la « tectonique superposée ».

L'analyse conduit aussi à distinguer des déformations qui se sont produites à des *étages tectoniques* différents. Il va sans dire que des méthodes d'analyse spécifiques de chaque étage doivent là aussi être appliquées, et qu'un équipement mental particulier doit être acquis en conséquence (1953).

Les nécessités de l'exposé nous amèneront à étudier séparément les aspects présentés à différents ordres de grandeur par la même déformation. Ce découpage n'est autre que celui qu'imposent les méthodes d'étude, qui définissent les ordres de grandeur. Il nous a semblé bon de respecter ce découpage.

Les déformations aux différents ordres de grandeur vont être décrites en suivant la hiérarchie qui a présidé à leur examen, à l'affleurement d'abord, puis par la cartographie, et enfin par les méthodes pétrographiques courantes. En effet, cette hiérarchie permet seule de rendre compte de la rigueur de certaines interprétations.

.

CHAPITRE I

LES DÉFORMATIONS A L'ÉCHELLE DE L'AFFLEUREMENT

Cet ordre de grandeur d'observation se définit de lui-même. Tout ce que l'on peut observer sur un affleurement de dimensions moyennes, de quelques mètres à quelques dizaines de mètres carrés, ressort de cette étude. Nous séparerons arbitrairement les déformations continues des déformations discontinues.

I. LES DÉFORMATIONS DISCONTINUES

A. — LES LITHOCLASES — GÉNÉRALITÉS

Les traces de déformation discontinue observables à l'affleurement sont essentiellement les *lithoclases*. Selon DAUBREE (1879), auteur de la terminologie, les lithoclases comprennent les diaclasses (fractures ouvertes), et les paraclases (fractures avec mouvement des lèvres). Seul le terme de diaclassa est passé dans le langage courant. C. E. WEGMANN (1947, p. 228), donne une bibliographie relative à l'étude des diaclasses.

1) Les diaclasses.

« Les diaclasses sont la réaction élémentaire de défense des roches aux actions orogéniques » (MORET, 1955). On considère en effet généralement que c'est au cours de la déformation d'ensemble d'un matériau solide et élastique, tel qu'une roche, que se crée dans ce matériau un

réseau de fractures selon plusieurs directions conjuguées, ainsi que les expériences de DAUBRÉE l'ont mis en évidence. Dans le cas de déformations simples (déformations selon un axe par exemple, telles qu'aplatissement, étirement, etc...) de solides — illimités, homogènes et élastiques — la mécanique nous enseigne que deux séries de fractures conjuguées apparaissent selon les deux sections cycliques de l'ellipsoïde des contraintes existant au moment de leur apparition. La reconstitution de l'ellipsoïde des contraintes doit permettre la reconnaissance de celles-ci lors des déformations.

Le cas de déformations simples est malheureusement fort rare. En outre, on peut concevoir le cas où plusieurs épisodes de déformation se succèdent, engendrant plusieurs séries de diaclases.

Enfin, même dans le cas d'une seule génération, la roche ne peut pas être considérée comme homogène. De multiples discontinuités l'affectent, telles que les surfaces de stratification, ou les contacts entre roches de nature différente, ou enfin les failles. On constate d'ailleurs la présence, au voisinage des failles ou des zones broyées, de multiples diaclases échappant à tout groupement systématique.

Il est donc nécessaire, dans l'étude des diaclases comme dans celle d'autres éléments tectoniques, de procéder avec prudence dans l'application des méthodes d'analyse.

Toute méthode d'analyse spatiale de la répartition des directions ou des surfaces tectoniques fait appel à la comparaison des orientations de ces surfaces par l'intermédiaire de la projection stéréographique, utilisée dans des conditions comparables à celles de la cristallographie géométrique (PHILLIPS, 1954). Toutefois, certains auteurs introduisent dans cette comparaison la notion d'analyse statistique, et les comparaisons ont lieu entre des orientations moyennes, obtenues par la confection de diagrammes de contours, construits de la même façon que les diagrammes utilisés en analyse microtectonique ou *petrofabric* (DE CIZANCOURT, 1947).

A titre d'exemple, citons l'utilisation du premier mode de mise en œuvre des observations par SCHMIDT-THOMÉ (1954) dans l'étude géométrique et chronologique des plissements dans les Alpes calcaires septentrionales de Bavière. Cet auteur a établi que la position des diaclases conjuguées formant réseau n'était pour ainsi dire pas influencée par celle de la stratification. Les diaclases sont orientées de façon presque constante par rapport à l'axe général des Alpes calcaires, alors que les plis sont souvent fort déviés. Le diagramme stéréographique est particulièrement adapté à ce genre de comparaisons. SCHMIDT-THOMÉ déduit de ces rapports géométriques la notion d'antériorité du plissement par rapport aux diaclases.

H. DE CIZANCOURT (1947) a appliqué une méthode de comparaison statistique à l'étude des diaclases de la chaîne pyrénéenne. L'orientation des diaclases est systématiquement relevée dans des stations d'observation réparties aussi uniformément que possible, plusieurs centaines d'orientations étant relevées à chaque station. Les mesures sont mises en œuvre sous la forme de diagrammes de contours, au moyen desquels sont définies les orientations les plus fréquentes, dans différents secteurs répartis systématiquement. L'auteur détermine, par l'intermédiaire des plans de section cyclique des ellipsoïdes qu'il assimile, au moins dans les cas simples, aux plans conjugués deux à deux d'un réseau de diaclases, la répartition des contraintes dans la chaîne au cours des plissements.

Dans le présent travail a été utilisée une méthode d'analyse comparable à celle de SCHMIDT-THOMÉ: les orientations repérées ont été portées sur un canevas stéréographique, essentiellement dans le but de rechercher des *relations angulaires* entre elles ou avec les autres éléments géométriques des accidents. En outre, loin d'appliquer une méthode statistique à une zone de superficie ou de limites choisies arbitrairement, on s'est efforcé d'effectuer un choix judicieux parmi différentes régions

d'observation de superficie limitée, au fur et à mesure de la définition cartographique des unités tectoniques. Les données correspondant à chacune de ces unités, définies à l'échelle de la carte au 1/20 000, ou à des fractions d'entre elles, ont ainsi été réunies sur un même diagramme. Sur ce diagramme figurent toutes les caractéristiques géométriques de l'unité considérée et notamment les mesures relatives aux pendages, aux diaclasses, à la schistosité, aux paraclases (fractures suivies de mouvement des lèvres), aux axes de plissements, aux directions d'étirement.

Les pôles des axes et des surfaces dans les stéréogrammes, dans ce qui suit, seront repérés par rapport à l'hémisphère supérieur.

2) Les paraclases.

Ce sont, selon DAUBRÉE, des fractures avec mouvements des lèvres. Cette définition convient à deux sortes de fractures, d'ordre de grandeur différent. D'une part, elle s'applique aux fractures dont on peut rendre compte par la cartographie parce qu'elles ont un rejet appréciable aux différentes échelles, et d'autre part, elle s'applique aux fractures dont l'ordre de grandeur et le rejet ne permettent pas la cartographie. Ces dernières sont souvent plus fréquentes au voisinage des failles, mais elles peuvent aussi apparaître à l'intérieur d'un compartiment et contribuer là, par leur nombre, à modifier la forme d'ensemble d'une unité. Elles ne peuvent donc être négligées dans une analyse structurale.

Les méthodes d'étude des failles sont principalement la cartographie et la reconstitution, par des profils appropriés, de la forme spatiale des surfaces de mouvement (ici profils A à J). A l'échelle de l'affleurement, des observations peuvent apporter le complément indispensable des constatations faites par la cartographie. On doit, en particulier, s'attacher à reconnaître les surfaces polies formées au cours du mouvement relatif des lèvres. De telles surfaces sont connues depuis fort longtemps (von LEONHARD, 1837), mais on en néglige trop souvent l'étude. Des cannelures les marquent parfois (GREGORY, 1914). C'est ainsi que dans la région étudiée, on peut observer dans le haut vallon de Consaterre des cannelures de direction N 150° E et de plongement 40° vers l'Ouest (photo 3, pl. XV) : elles sont la preuve d'un mouvement local de décrochement latéral. La cartographie n'apporte pas à elle seule la certitude du mouvement latéral d'ensemble de la faille de Consaterre, car les contours peuvent être les mêmes dans le cas de mouvements selon la verticale, par exemple. L'observation faite à l'affleurement apporte une indication qui peut être raisonnablement étendue à tout l'accident et confirmée alors par la cartographie.

H. HÖFER (1917) a signalé divers critères permettant d'analyser le mouvement des paraclases.

L'étude à l'affleurement intéresse principalement les fractures appartenant à l'ordre de grandeur inférieur, que l'on pourrait dénommer *paraclases* sensu stricto. On identifie celles-ci lorsqu'elles portent des stries de friction, caractère fréquemment observable et depuis longtemps signalé (RÖMER, 1844, HEIM, 1878). Les stries apparaissent sous l'aspect de cannelures fines et serrées, la plupart du temps rectilignes, d'une fraction de millimètre de rayon, et longues d'une dizaine de centimètres. L'orientation des stries indique la direction locale du mouvement.

On trouve ces stries sur la roche même, ou sur des plaques de taille variable, de quartz, de chlorite, de calcite, ou, exceptionnellement d'autres minéraux, qui tapissent les parois des paraclases. La surface de ces plaques présente presque toujours de brusques interruptions donnant des ruptures de pente selon des surfaces de forme capricieuse, mais grossièrement perpendiculaires à celles des paraclases. On admet généralement que les plaques proviennent du remplissage des cavités plus ou moins régulières, ouvertes avant ou pendant le mouvement,

selon les paraclases. Chacune d'entre elles a été séparée en deux fragments, l'un d'eux étant demeuré adhérent à chacune des lèvres. L'orientation de la surface de rupture sur la lèvre qui la porte permet de supputer le sens relatif du mouvement de séparation. Cette orientation est la même pour toutes les surfaces de rupture d'une même lèvre, dans un périmètre limité.

Des surfaces de rupture peuvent aussi apparaître directement dans la roche, et on peut leur donner la même interprétation. Notons qu'on n'observe en général qu'une seule des deux lèvres.

A appliquer sans précautions l'interprétation donnée ci-dessus, on risque de commettre de graves erreurs. Il est indispensable de faire l'étude géométrique et cinématique des lèvres elles-mêmes, avant d'examiner les stries, car il faut déterminer le périmètre dans lequel ces dernières peuvent être utilisées pour la reconstitution du sens d'un mouvement donné. Différents critères complémentaires sont donnés par C. E. WEGMANN (1954).

Les expériences faites par DAUBRÉE ont montré que des stries pouvaient se produire par frottement de deux fragments de roches, même très dures, pourvu que la dureté des deux fragments soit la même. DAUBRÉE a obtenu ainsi des stries par brutage de deux fragments de diamant montés sur un tour à bruter de bijoutier (1879).

D'autres cassures peuvent être considérées, de par leur groupement, comme des paraclases. C'est le cas des « Fiederspalten » des auteurs allemands, rencontrées çà et là en relation avec des déformations d'ensemble (photo 4, pl. XV).

L'examen des paraclases dans la région étudiée conduit à distinguer trois catégories de panneaux diaclasés :

- a) — Les panneaux sans paraclases, qui n'en comportent pas, soit parce qu'il n'y a pas eu de déformations à cet ordre de grandeur, soit parce que la roche ne se prêtait pas à ce type d'accident, soit parce que les déformations se sont produites à un autre étage tectonique.
- b) — Les panneaux affectés de paraclases dans leur ensemble, on pourrait dire dans leur masse. Ces panneaux constituent eux-mêmes des accidents tectoniques généralement importants, des plis pincés par exemple, ou bien se trouvent au voisinage d'accidents importants. Des mouvements de banc à banc peuvent s'y produire.
- c) — Les masses voisines des lèvres des failles.
On pourrait probablement trouver d'autres groupements au cours d'études dans d'autres régions.

Notons que si les stries peuvent renseigner sur la direction et le sens des mouvements élémentaires de chaque paraclase, elles ne peuvent rendre compte de leur amplitude. Or, cette amplitude est éminemment variable. A titre d'exemple, citons les stries qui se produisent de banc à banc sur chacun des flancs à faible rayon de courbure dans les séries redressées et plissotées : le mouvement est d'amplitude très faible, les stries ne sont apparues que par suite des mouvements de banc à banc au cours du plissement. A l'opposé, les stries qui apparaissent dans la région de jonction du chevauchement du pic d'Aret et de la faille de Caillaouas, dans les structures visibles au replat des lacs de Miarès (photo 2, pl. VI). Ces stries, bien qu'étant dues à des accidents accessoires, correspondent néanmoins à des mouvements d'une amplitude de plusieurs mètres ou dizaines de mètres, car elles sont liées aux déplacements latéraux le long de la faille de Caillaouas.

B. — ÉTUDE SYSTÉMATIQUE

L'étude des lithoclasses a fait ressortir certains faits caractéristiques, qui peuvent être mis en relation avec des observations effectuées à d'autres ordres de grandeur.

1) Panneaux à lithoclasses mais sans paraclases.

L'exemple le plus frappant de ce type de déformations visible à l'échelle de l'affleurement est constitué par la crête du pic Pétrar, séparant le vallon qui mène de Lassoula au lac de Pouchergues de celui d'Aygues Tortes. Ont été réunies sur le même stéréogramme les observations relatives à cette crête et à la crête allant du port de Clarabide au pic Schrader (fig. 13), et ont été groupées ainsi des indications relatives aux deux flancs de l'anticlinal d'Aygues Tortes.

Ces crêtes sont constituées de schistes et quartzites ordoviciens et sans doute cambriens, qui ne sont affectés que de diaclases. On n'observe que très peu de paraclases. On constate, en établissant le stéréogramme, que les diaclases se répartissent en deux groupes : d'une part des diaclases verticales, de direction moyenne N 55° E, qui ne sont pas perpendiculaires à l'axe de plissement des couches (30 à 50°), et d'autre part, des diaclases dont la direction de l'horizontale est sensiblement la même que celle des couches, c'est-à-dire N 120° E à N 140° E.

Les diaclases du premier groupe sont remarquables par leurs dimensions, leur forme plane et leur répétition régulière à des distances variant de 50 cm à 2 m. On observe leur grand développement dans la crête de Couartaou (photo 5, pl. XV), dans le vallon de Caillaouas, ainsi que dans le flanc sud du pic des Cortalets. Une même diaclase se poursuit pratiquement à l'affleurement sur plusieurs centaines de mètres. Par endroits, elles sont mises en évidence par le ravinement dû aux eaux de ruissellement. La carte topographique au 1/20 000 indique en ces parages une série de torrents parallèles entre eux, et légèrement obliques par rapport à la ligne de plus grande pente. Sur les parois verticales qui leur sont perpendiculaires, ces diaclases forment d'immenses dièdres. C'est le cas de la crête du pic Pétrar sur sa face nord-est (versant sud-ouest du vallon de Pouchergues). Les diaclases apparaissent encore le long du flanc nord-est du vallon de Caillaouas et certaines d'entre elles, particulièrement régulières, et très développées, ont été figurées sur la carte au 1/50 000. Vers le Sud-Ouest, dans la région du pic Schrader, ces diaclases sont pratiquement absentes.

Sur le flanc sud-ouest de la crête de Couartaou affleurent deux énormes filons de granite fin à deux micas de Tramezaygues, épais de plusieurs mètres, dont les contacts orientaux sont d'ailleurs faillés et porteurs de stries. On peut constater que ces deux filons ont une direction rigoureusement parallèle aux grandes diaclases N 55° E. Un contact entre le granite et les schistes et quartzites ordoviciens, ayant même orientation peut être repéré en galerie entre Pouchergues et la station de pompage (DESTOMBES, rapport B.R.G.M., 1951). Vers le col de Couartaou, on observe le granite en filons de quelques décimètres d'épaisseur, interstratifié dans les schistes et quartzites ou recoupant ces formations.

Sur le stéréogramme relatif à cette région, ont encore été reportées les mesures d'orientation correspondant aux diaclases du granite porphyroïde du Lys-Caillaouas. Celles-ci se répartissent encore en deux groupes. Les unes admettent le même axe de plissement, ou à peu

près, que les couches du pli, et peuvent par conséquent être comparées, ou même assimilées, aux diaclases de même orientation moyenne dans l'Ordovicien. *Les autres ont pour direction moyenne N 175° E.*

On constate que les diaclases du granite appartenant à ce second groupe ne coïncident nullement avec les diaclases verticales de direction N 55° E qui caractérisent les crêtes voisines. On constate même, le fait est particulièrement net dans la galerie hydro-électrique d'Aygues Tortes, que lorsque le granite vient au contact des schistes et quartzites anté-gothlandiens, chacune des séries de diaclases est rigoureusement cantonnée dans la roche correspondante. Dans cette galerie, on observe plusieurs alternances, d'épaisseur variable, entre le granite et les schistes et quartzites. On peut constater la précision des contacts, et la terminaison brusque des diaclases de chacune des séries sur ce contact. Les mêmes constatations peuvent être faites à l'examen des contacts situés en plein air (photo 5, pl. XV).

Dans le granite, on observe quelques paraclases, qui témoignent de mouvements horizontaux plus ou moins liés à ces directions prépondérantes. Sans prendre parti sur les causes, sans doute multiples (BELL, 1936), de la fracturation du granite, on remarquera cette différence manifeste de comportement entre les deux types de roche.

Un régime de fractures comparable à celui des crêtes schisto-quartziteuses ci-dessus existe dans la partie nord-ouest de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, notamment aux environs de Frédancon, et en dehors des zones de passage des failles majeures. On n'observe qu'exceptionnellement des surfaces striées, parfois sur des surfaces tapissées de calcite, même en des points éloignés de tout niveau calcaire. Sur l'arête ouest du pic Lustou, et aux environs du lac de Lustou, on constate la présence, dans les terrains anté-gothlandiens, de surfaces verticales de diaclases qui atteignent un développement comparable à celui des diaclases orientées N 55° E de la région du Pétrar, du Couartaou et du pic des Cortalets. Ces surfaces sont orientées ici N 160° à N 170° E environ. Les plus importantes ont été cartographiées.

D'autres panneaux sont affectés de diaclases sans paraclases. C'est le cas des panneaux situés à l'extrême Nord-Est ou au Sud-Est de la région étudiée : ces zones sont éloignées de grands accidents et des grandes failles. D'une façon générale, dans ces zones, les stéréogrammes mettent en évidence d'une part, un groupement de diaclases verticales de direction N 20° E à N 40° E, sensiblement perpendiculaires à des axes horizontaux de direction moyenne N 110° E à N 130° E, qui sont les axes de plissement des couches, et d'autre part, une série de diaclases d'inclinaison variant entre 30 et 90°, mais de direction N 110° à N 130°. Les rares mouvements dans les paraclases ont lieu aussi suivant ces axes. Ce sont fréquemment des mouvements de couche à couche.

Ce type de répartition des diaclases est fréquent dans les terrains plissés sous une faible couverture de sédiments.

2) Panneaux affectés dans leur ensemble par des diaclases et par des paraclases.

Ce mode de déformation est la règle générale à l'approche des grands accidents. Ceux-ci sont particulièrement nombreux dans la haute vallée de Louron, où ils forment un véritable faisceau; dans cette région, les paraclases seront donc les plus fréquentes. Il n'est que d'en prendre pour exemple les mouvements qui se manifestent en grand nombre selon ces surfaces dans le pli anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère (fig. 16, 17 et 18, 21).

Dans ce pli, affectant surtout les terrains anté-gothlandiens, les couches ont des directions comprises entre N 80° et 110° E. Dans la partie occidentale (région de Lourtiga et de la

montagne d'Espichadère), ces directions sont relativement dispersées, et les pendages relativement faibles (0 à 60° vers le Nord, 0 à 50° vers le Sud). Dans la partie orientale (région du lac d'Oô), qui est séparée de la précédente par la faille de la Porte d'Enfer, les directions sont plus groupées autour de la direction moyenne N 100° E, et les pendages sont plus forts (40° à la verticale vers le Nord, 20° à la verticale vers le Sud). Dans le premier cas, le pli est symétrique. Dans le second cas, les pendages vers le Sud sont nettement les plus nombreux, fait mis en évidence par le profil B.

L'examen de la répartition des diaclases montre que des diaclases verticales apparaissent presque dans toutes les directions. Toutefois, il est permis de considérer, notamment vers l'Est, que les diaclases groupées autour de la direction E-W sont relativement moins nombreuses. Cette fréquence des diaclases verticales orientées presque en tous sens est une première manifestation des déformations plus intenses qui ont affecté ce pli anticlinal.

Les diaclases inclinées sont moins nombreuses. Les diaclases admettant le même axe de plissement que les couches se présentent avec des pendages vers le Nord et vers le Sud. On constate en outre la présence de diaclases inclinées ne répondant pas à ce groupement, mais présentant plus fréquemment un pendage *vers le Nord*. Ce fait existe dans les deux parties, vers l'Est et vers l'Ouest du pli. Il doit être mis en relation avec la dissymétrie des pendages qui en caractérise au moins la partie orientale. La même dissymétrie ressort de l'examen de l'orientation des stries de friction, qui sont en majorité inclinées vers le Sud. On reconnaît facilement sur les stéréogrammes les paraclases susceptibles de porter ces stries.

Les mouvements dans des paraclases inclinées, en relation avec la dissymétrie, au moins partielle, du pli, paraissent en première analyse pouvoir être attribués au mouvement d'ensemble qui a déterminé cette dissymétrie.

Des constatations comparables peuvent être faites dans la couverture méridionale de cet anticlinal, à l'Est et à l'Ouest du Luron. Nous avons signalé dans cette zone des plissements violents affectant le Westphalien, en même temps que le Dinantien et le Dévonien. Les pendages sont très variés, ce qui apparaît sur le stéréogramme (fig. 22). Les diaclases sont orientées en tous sens, suivant en cela les variations d'orientation des couches. Il est possible de mettre en évidence selon les paraclases des mouvements dirigés N 100° E, mais on constate que d'autres mouvements se sont aussi produits selon d'autres directions. Ces mouvements, eux aussi, sont certainement en relation avec les plissements d'ensemble de la série.

3) Masses rocheuses voisines des lèvres des failles.

Dans ces masses, sur quelques mètres de part et d'autre des lèvres des failles, les mouvements selon des paraclases sont de règle. Ces mouvements sont particulièrement apparents dans la gorge de l'émissaire du lac de Caillaouas, où l'on peut examiner à la fois les couches, les diaclases et les stries de glissement sur les paraclases (fig. 16). Ces dernières sont extrêmement nombreuses. On peut distinguer deux directions prépondérantes de mouvement. L'une d'entre elles est orientée parallèlement au tracé cartographique de la faille : N 110 à 120° E, et les stries sont pour la plupart peu inclinées sur l'horizontale. L'autre direction a pour orientation N 50° E, et les stries ont des inclinaisons variées, pour la plupart, vers le Sud. Dans la région où a été établi le stéréogramme, la direction N 55° est celle des grandes diaclases de la montagne de Couartaou et du pic des Cortalets. Il est probable que la présence de ces diaclases a favorisé les mouvements au voisinage des lèvres de la faille lors du jeu ou du rejet de celle-ci, et notamment les mouvements selon la direction N 50° E.

A 600 m au Nord-Est de la faille du lac de Caillaouas, à la porte d'Arouge, les couches du flanc sud de l'anticlinal du lac d'Oô sont orientées selon la direction N 100° E comme au cœur du pli. Mais on constate que les lithoclastes ont des caractères rappelant ceux des accidents méridionaux. C'est ainsi que des diaclases verticales dirigées N 45° E, rappelant les diaclases du pic des Cortalets, sont les plus fréquentes ainsi que des stries d'orientation comparable à celles de la gorge de l'émissaire du lac de Caillaouas (fig. 17).

Des stéréogrammes ont été établis à partir d'orientations relevées au contact de la couverture chevauchante du pic d'Aret et de son substratum. L'un d'entre eux (fig. 15), qui représente les caractéristiques tectoniques visibles sur la surface structurale des lacs de Miare, montre l'écart angulaire d'origine tectonique entre les terrains du substratum antégothlandien, aux couches redressées et plissées selon un axe de direction N 120° E, et incliné de 20° vers l'Ouest, et ceux de la couverture plissée gothlandienne et dévonienne, dont l'axe horizontal est orienté selon la direction N 95° E à N 105° E. Les stries ne semblent pas respecter l'écart angulaire entre les axes des plis des deux unités. Cependant, à chaque unité correspond un comportement distinct des paraclases : les stries que l'on peut relever dans le Gothlandien et le Dévonien sont toutes dirigées N 10° E, et relativement inclinées sur l'horizontale (35° au moins), vers le Nord comme vers le Sud. Par contre, les stries affectant le substratum sont, dans leur ensemble, peu inclinées, mais orientées selon un éventail de directions assez large.

Il semble que l'on puisse penser que le groupement des directions des stries dans le Gothlandien et le Dévonien soit en relation avec le mouvement de chevauchement. L'analogie est en tous cas assez grande entre ce stéréogramme et celui qui correspond au pli dissymétrique du lac d'Oô. Les deux figures mettent notamment en évidence des stries d'inclinaison assez forte, perpendiculaires à l'axe ou à l'horizontale des couches.

Par contre, le substratum paraît s'être déformé de façon indépendante.

4) Les fractures avec remplissage minéral.

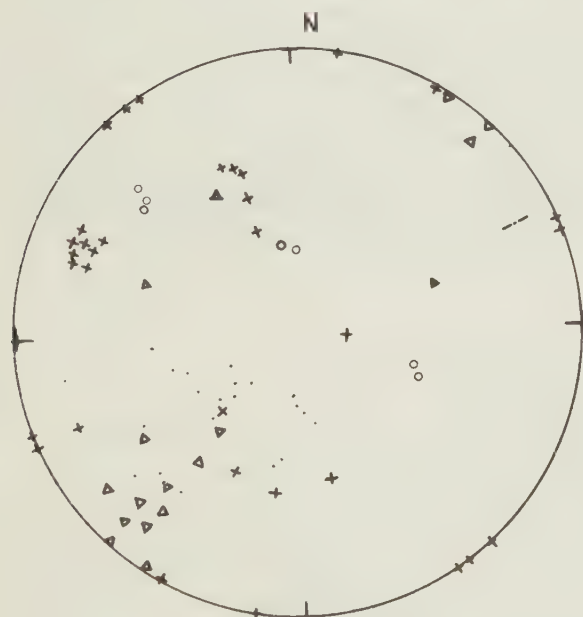
WALTHER (1914) nomme anticlastes les fractures avec lèvres écartées. On observe fréquemment de telles fractures avec remplissage minéral, par le quartz, le calcite, les minerais, etc...

Ces fractures sont innombrables et leur étude est habituellement entreprise sur la base des classifications de la métallogénie. Elle ne sera abordée ici qu'à propos de cas particuliers.

On peut mettre en évidence, dans la région étudiée, l'origine tectonique des fissures remplies de quartz laiteux qui apparaissent en abondance et s'entrecroisent en tous sens dans les grès verts westphaliens des petits bassins continentaux du Tuc Salavané, des Agudes et du Cap de Pales, et du bois de Lapadé. Ces filonets ont en général des limites planes qui ne sont pas forcément parallèles entre elles. Leur épaisseur varie de quelques millimètres à plusieurs centimètres et il n'y a en général aucune relation entre leur orientation et celle de la stratification. Toutefois, dans les grès se manifeste une schistosité de fracture (FOURMARIER, 1951b), et les filonnets de quartz peuvent être parallèles à cette schistosité. Par endroits, on peut voir les traces de cristaux de quartz ayant tapissé les deux parois des fissures, et réunis maintenant par de nouveaux cristaux du même minéral.

Deux localités ont montré la manifestation des relations tectoniques entre cette fissuration avec remplissage de quartz et des déformations apparaissant à d'autres ordres de grandeur. Il s'agit tout d'abord, vers l'Est, du col situé au Sud du Tuc Salavané, au-delà duquel une faille met en contact les grès verts avec le Dévonien schisteux, puis calcaire, occupant les

pentes du pic de Céciré et du col de la Coume de Bourg. Ces grès verts sont eux-mêmes transgressifs sur des schistes à nodules du Dévonien, situés en contrebas du Tuc Salavané. Au col, on constate que les bancs horizontaux de grès verts, épais d'un ou deux décimètres, alternant avec des schistes noirs en bancs plus minces, sont affectés de fissures verticales remplies de quartz, épaisses de quelques millimètres à quelques centimètres (photo 2, pl. XV). La direction moyenne des fissures ($N 115^{\circ}$ à 120° E), et leur inclinaison, sont celles de la schistosité de flux qui affecte d'une part les schistes et calcaires dévoniens situés au Sud, et d'autre part, le Dévonien redressé sur lequel reposent en discordance les grès verts (fig. 10).



Même légende que précédemment.
 Δ Fissures remplies de quartz laiteux dans les grès verts.

FIG. 32. — Grès verts du bois de Lapadé.

La seconde localité est repérée par les imposantes falaises de grès vert westphalien formant le flanc sud renversé du synclinal du Bois de Lapadé (profil H). Sur ce flanc renversé repose un mince lit de calcaire, qui épouse tous les plissements du grès et joue le rôle d'une faille, de façon analogue à celui du sommet de Pène Nère (voir p. 213). Le relevé systématique de l'orientation des fissures remplies de quartz dans les grès verts du flanc renversé montre qu'une majorité, parmi ces fissures, admettent une direction de l'horizontale commune, la direction $N 130^{\circ}$ E, qui est justement celle de l'axe de plissement du synclinal (fig. 32). Des groupes de trois fissures en étoile, dessinant un réseau de triangles à la surface des couches, peuvent également être observées. Ces fissures admettent un axe commun, que l'on peut déterminer sur le stéréogramme. Cet axe commun est perpendiculaire à l'axe $N 130^{\circ}$ E.

Ces relations géométriques conduisent l'auteur à admettre au Tuc Salavané, comme au Bois de Lapadé, que l'apparition et le remplissage des fissures sont liés aux accidents tectoniques post-hercyniens qui se manifestent aux environs. Il semble que dans d'autres bassins, en des points éloignés d'accidents tectoniques post-hercyniens importants, comme au Plau des Etangs, les fissures à remplissage siliceux soient moins nombreuses.

5) Gisement spécial du granite à grain fin à deux micas de Tramezaygues.

Divers modes de gisement particuliers de cette roche méritent mention. Parmi eux, celui des veines, ou des filons affleurant dans les pentes de la crête de Couartaou est à retenir en raison du parallélisme remarquable que présentent ces veines avec la série déjà signalée des grandes diaclases dirigées N 55° E. Sur le flanc sud-ouest de cette crête, qui domine le vallon à l'aval du lac de Pouchergues, on note la présence de deux énormes affleurements blancs de granite, à bords nets, limités par des surfaces planes et subverticales. On suit ces affleurements en continuité sur la pente selon une dénivellation de plusieurs centaines de mètres. Sur la face est, la surface limite passe à une paraclyse avec stries, qui est mise à nu par l'érosion, ce qui a pour effet de mettre en saillie le granite sur le flanc de la crête (photo 5, pl. XV). On constate que ces surfaces limites verticales sont parallèles aux grandes diaclases N 55° E. Un cortège de corps granulitiques plus petits, en veines ou filons, interstratifiés ou encore obliques par rapport à la stratification, les accompagne, comme c'est le cas au col de Couartaou (photo 1, pl. XV, et fig. 33). L'orientation des surfaces limites parallèles aux grandes diaclases se poursuit en profondeur, comme le montrent les relevés du B.R.G.M. (DESTOMBES, 1951a).



FIG. 33. — Veines de granite fin en partie concordantes avec la schistosité, en partie sécantes. Affleurements situés à quelques dizaines de mètres au Nord-Ouest du col de Couartaou. Voir photo 1, pl. XV.

Il est permis de supposer que le compartiment rocheux compris entre la faille du lac de Caillaouas et la faille du lac de Pouchergues a pu se comporter, dans un laps de temps donné et sous certaines conditions dynamiques, comme un solide élastique. La même supposition peut être faite à propos des terrains situés au-delà des failles de part et d'autre de ce compartiment. S'il en était ainsi, on pourrait expliquer l'apparition des grandes diaclases N 55° E dans les masses rocheuses en question en les considérant comme des fractures accessoires apparues par suite du mouvement différentiel de ces masses lors du jeu des failles. Le phénomène serait identique, mais à une autre échelle, à ce qui se passe dans un solide expérimental (E. CLOOS, 1955) lors de l'apparition de joints de cisaillement (fig. 35).

Sans préjuger des relations chronologiques et cinématiques ayant pu exister entre les éléments en présence lors de l'ouverture des diaclases, d'une part, et la formation du granite, d'autre part, il est permis de rappeler que cette dernière présente plusieurs caractères qui conduisent l'auteur à admettre la simultanéité de cette formation et de mouvements orogéniques paroxysmaux. Le parallélisme des structures peut être regardé comme l'un de ces caractères, dans la mesure où l'on prête aux fissures l'origine supposée ci-dessus.

II. LES DÉFORMATIONS CONTINUES

Les déformations continues dont l'étude essentielle a lieu à l'affleurement, dans la région étudiée, sont l'apparition de la schistosité, le boudinage, la mobilité de flux des calcaires et l'apparition dans les schistes de « plis de rétrécissement ». Examinons successivement ces déformations.

A. — LA SCHISTOSITÉ

La définition du phénomène est due à SORBY (1880).

On doit à P. FOURMARIER de récents travaux de mise en ordre de la terminologie relative à la schistosité (1951b), la définition de différents phénomènes annexes accompagnant cette déformation continue (1952a, 1952b), une étude des relations entre l'apparition de la schistosité et les phénomènes à l'échelle de la « grande tectonique » (1953), et enfin l'examen de la répartition de la schistosité dans les principales chaînes d'Europe occidentale. Un résumé de ces travaux a été établi par A. BAER (1956). Des références bibliographiques sont également données par J. GOGUEL (1945).

La schistosité qui affecte les terrains sédimentaires de la région étudiée est une schistosité régionale. Pas plus que pour les diaclases, il n'y a de raison de penser que son apparition ait eu lieu en une seule phase; plusieurs épisodes, au contraire, se sont probablement succédés.

Pour P. FOURMARIER (1951b), un étirement marqué, dû à l'écrasement des roches, provoque un débitage en feuillets parallèles à la stratification. C'est un stade de déformation dû aux mêmes causes que la schistosité, mais qui intervient avant l'apparition de celle-ci. Ce stade est fréquemment atteint dans la région étudiée, mais seulement dans les assises redressées, et notamment, dans les grès et les quartzites. Dans les assises peu redressées, on constate l'apparition de fissures verticales du type de celles que nous avons décrites au Sud du Tuc Salavané. Sous une charge statique suffisante, équivalent selon P. FOURMARIER, à celle de 5 000 ou 6 000 m de terrains, apparaît la schistosité proprement dite, schistosité de fracture, puis schistosité de flux, cette dernière étant la plus répandue, la première n'étant qu'accessoire. On ne constate, en effet, qu'exceptionnellement dans la région étudiée l'apparition de la schistosité de fracture, alors que la schistosité de flux peut être observée à peu près partout. Le plus souvent, la surface de clivage schisteux est fortement redressée. En différents points, il est possible d'observer plusieurs surfaces de clivages schisteux qui se recoupent mutuellement. Cependant, dans la région étudiée, en de nombreux points, au lieu de la schistosité au

sens de P. FOURMARIER (débitage en feuillets parallèles, et indépendants de la stratification), on n'observe qu'un clivage primaire (LEITH, 1905), dû à une disposition originelle de la roche en alternances de quartzites et de feuillets schisteux parallèles à la stratification. Ces roches ont résisté à la schistosité.

A l'inverse, on constate la naissance de microplissements dans des zones localisées, plus violemment déformées et dans lesquelles la nature lithologique de la roche est favorable à son apparition. Des plis minuscules accompagnent également la schistosité (voir p. 230 et photo 6, pl. XXVII).

Enfin, les traces de l'étirement qui s'est produit lors de l'apparition de la schistosité sont souvent visibles, notamment dans la déformation des galets des conglomérats.

Précisons que dans l'étude de la schistosité, nous avons mis à part presque tous les cas de calcaires et de dolomies déformés. En effet, ces roches sont soumises, dans les conditions d'apparition de la schistosité, à des déformations assez différentes (voir ci-dessous, § C).

1) Le débitage en feuillets parallèles à la stratification.

Ce premier stade de déformation, qu'il ne faut pas confondre avec le clivage primaire qui provoque le débitage de marnes schisteuses ou de schistes parallèlement à la stratification originelle, peut être observé, dans le secteur étudié, plus spécialement dans la zone septentrionale et dans la région cartographiée de la vallée d'Oueil et du pic d'Antenac.

Ainsi, vers Bourg d'Oueil, les schistes avec clivage primaire, sont seulement découpés par des cassures grossières, souvent, d'ailleurs, légèrement obliques par rapport à ce clivage. Les calcaires et calcschistes sont fragmentés eux aussi par des fissures parallèles à la schistosité.

Plus au Sud, les quartzites dévoniens affleurant sur le flanc est de la vallée d'Oô, au Sud de ce village, sont affectés d'un débitage en feuillets parallèles apparaissant au choc du marteau. Ce débitage est presque une schistosité de fracture. L'orientation des surfaces de séparation est d'ailleurs parallèle aux plans axiaux des replis de ces quartzites.

A ce stade de déformation appartiennent peut-être aussi certains niveaux de schistes dévoniens noirs, montrant parfois de minuscules points brillants micacés ou quartzeux, qui présentent la particularité d'être grossièrement découpés en morceaux aciculaires de 5 à 30 cm de long environ, allongés horizontalement. Il semble que l'on doive expliquer ce découpage par la combinaison d'un clivage primaire et de plans de débitage obliques par rapport à la schistosité, mais ne constituant qu'une phase préliminaire de ce phénomène, dans les conditions envisagées par P. FOURMARIER.

2) La schistosité de fracture.

Elle apparaît principalement dans les grès verts westphaliens et, localement, dans les quartzites dévoniens. Elle se manifeste surtout par le débitage de la roche selon des plans préférentiels, qui apparaît au choc du marteau. Au microscope, on constate que les cristaux de séricite orientés parallèlement entre eux peuvent, dans une certaine mesure, favoriser ce débitage.

A signaler également un clivage de fracture grossier apparaissant dans certains blocs de la brèche permo-triasique des lacs de Miarès (photo 4, pl. VI).

3) La schistosité de flux.

C'est « sous l'action de poussées, un arrangement nouveau des particules minérales, leur grand axe se mettant à angle droit avec la direction de la force agissante » (FOURMARIER, 1936).

La schistosité de flux prend un développement important dans la partie méridionale de la région étudiée. En certains points, on décèle la présence d'un clivage schisteux oblique par rapport à la stratification. L'uniformité des séries ne permet toutefois cette constatation qu'à la faveur de circonstances particulières. C'est ainsi que dans les schistes terreux à *Nereites* du Dinantien qui affleurent dans des plis synclinaux au Nord de Jurvielle (Haute-Garonne), la stratification apparaît uniquement par suite de l'érosion différentielle, à côté d'une schistosité bien marquée (photo 4, pl. XXVII). Dans le haut vallon de Bassiérêt, au pied du Cap de Hounts Secs, ce sont des minces niveaux calcaires qui soulignent la stratification. Dans le contrefort sud-ouest du pic de la Haille, sur le versant est du Rioumajou, elle n'apparaît que par de simples alternances de teintes noires et grises, obliques par rapport à la schistosité. Ces observations sont exceptionnelles. Néanmoins, elles sont la manifestation de la présence d'une schistosité de flux assez générale. On notera que dans les trois cas, la surface de clivage schisteux est redressée, et le pendage est relativement faible ou même horizontal. On rapprochera encore de ces cas celui des fissures remplies de quartz et parallèles à la schistosité des formations voisines redressées, apparaissant dans des bancs de grès horizontaux (grès verts westphaliens).

Il semble donc, en première analyse, que là où la schistosité de flux se manifeste, elle offre des surfaces de clivage orientées selon la verticale. Ajoutons à ces observations celle des zones où les couches ne sont pas redressées, notamment au cœur de l'anticlinal du lac d'Oô. Les quartzites de la base de la série anté-gothlandienne, visibles au cœur de ce pli, en bancs de quelques décimètres séparés par des lits schisteux d'épaisseur équivalente, sont absolument exempts de toute trace de schistosité oblique par rapport à la stratification. Il en est de même, à quelques exceptions près — d'ailleurs importantes — dans le synclinal de la crête de Couartaou et dans les zones métamorphisées par les granites du massif du Lys-Caillaouas. Mais, dans ce cas, on peut se demander quel est le rôle des recristallisations dues au métamorphisme. Ont-elles effacé toute trace de schistosité, ou au contraire, ont-elles empêché celle-ci de s'appliquer aux formations ? On peut pencher pour la seconde éventualité, car il serait bien étonnant, dans le premier cas, de ne pas voir ici ou là des structures résiduelles (FOURMARIER, 1953) (1). Il en apparaîtrait notamment aux limites des bancs de quartzites, eux-mêmes très peu modifiés par le métamorphisme. Il semble que l'on puisse affirmer que la foliation des assises de l'auréole de métamorphisme des granites du Lys-Caillaouas succède à un clivage primaire. Au total, la schistosité redressée dont on vient de parler paraît donc s'appliquer à des terrains préalablement plissés et métamorphisés.

Tout différent est le comportement, vis-à-vis de la schistosité, des couches formant le cœur de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes qui sont l'homologue stratigraphique et structural des schistes et quartzites du lac d'Oô. Il s'agit ici des schistes et quartzites à minéraux géants des couches les plus profondes, situées au-dessous du conglomérat infra-ordovicien. La partie septentrionale du pli comprend des couches redressées, affectées de schistosité apparemment parallèle à la stratification (Nord de Frédancon, par exemple). La

(1) Une structure résiduelle a été observée dans un cas, au sein d'une enclave, au col Belloc, dans un niveau calcaire sur la déformation duquel on reviendra (voir p. 199). Les conditions dans lesquelles cette structure a pris naissance ne permettent pas de conclure que la schistosité était généralisée avant la mise en place du granite.

partie méridionale, à pendage moyen vers le Sud, est également affectée de schistosité, parallèle ou non à la stratification. Dans cette partie, la schistosité, qui n'est pas un clivage primaire, se manifeste fréquemment de la manière suivante : en de nombreux points où manquent d'autre part les repères fournis par les alternances de schistes et de quartzites, on observe la *superposition de plusieurs directions de clivage*, fréquemment au nombre de trois. Les schistes sont en outre affectés dans leur ensemble de microplissements. Qui plus est, les prismes d'andalousite sont dans ce cas allongés selon les intersections de deux de ces directions (photo 1, pl. XXV), c'est-à-dire, selon des directions d'étirements ayant eu lieu au cours de l'apparition de la schistosité. L'orientation des empilements de lamelles de biotite peut également obéir à ces directions. Il semblerait donc, en première analyse, que la naissance de ces minéraux géants soit liée à l'apparition de la schistosité. Nous reviendrons en détail sur cette question.

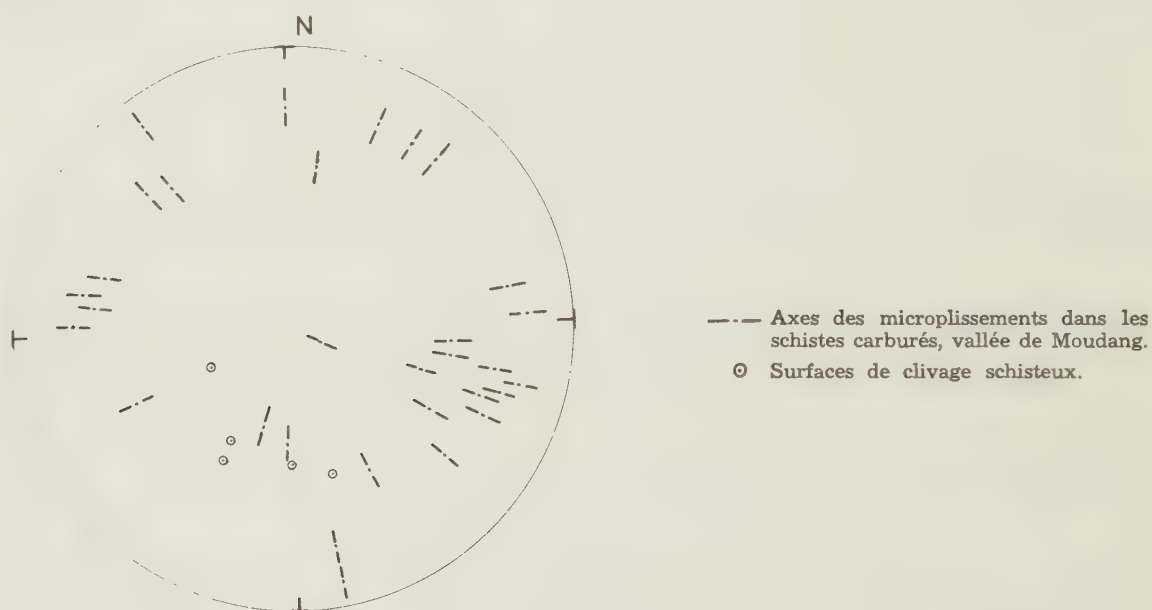


Fig. 34. — Partie occidentale du synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou.

Un accident comparable au précédent est le synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou, dont le cœur est composé principalement de schistes carburés, roche particulièrement apte à subir la schistosité et le microplissement. Nous avons cherché à en déchiffrer exactement le détail, les schistes carburés étant non seulement affectés de schistosité et de microplissement, mais encore plissés très capricieusement. Un stéréogramme (fig. 34) réunissant des mesures d'orientation de l'axe des microplissements dans la partie occidentale du synclinal (haute vallée de Moudang) montre que ces axes, toujours inclinés, sont orientés dans des directions approximativement parallèles et perpendiculaires à celle de l'axe du plissement, les plus nombreux étant dirigés comme celui-ci. On peut en conclure que parmi les multiples déformations internes ayant affecté les schistes carburés du synclinal, des mouvements d'extension se sont produits principalement selon l'axe du synclinal, avec des inclinaisons qui sont probablement en relation avec la terminaison périclinale du pli.

4) Conclusions.

Rappelons que dans le pli du lac d'Oô où aucun métamorphisme ne s'est fait pratiquement sentir, la schistosité n'a pas affecté les terrains horizontaux.

On est alors conduit à distinguer deux cas : celui où la schistosité est à coup sûr liée aux plissements, ce que montre notamment l'apparition du microplissement, et où elle est vraisemblablement synchrone par rapport aux plissements, et celui où elle semble être apparue postérieurement à ceux-ci lorsqu'elle n'affecte que les terrains redressés comme elle, à l'exclusion des terrains horizontaux et peu aptes à l'enregistrer.

Le premier groupe comprendrait les terrains de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes et ceux du synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou. Le second, les terrains situés plus au Nord, dans le pli du lac d'Oô en particulier.

B. — LE BOUDINAGE

C'est à C. E. WEGMANN (1932) que l'on doit la vulgarisation de la notion de boudinage. On peut dire, en se référant à cet auteur, que le boudinage apparaît dans une série soumise à une charge statique suffisante lorsqu'un mouvement d'extension affecte une série de roches alternativement rigides et déformables. Les noyaux des boudins sont constitués par les tronçons des bancs rigides, plus ou moins complètement étirés et séparés les uns des autres. La roche plus déformable, étirée dans sa masse, occupe en particulier les constrictions de la roche rigide. En général, l'extension a lieu suivant une direction donnée, mais il peut y avoir deux directions différentes.

Selon C. E. WEGMANN, le boudinage présente, entre autres caractères, celui d'être fréquemment localisé dans le flanc inverse des plis couchés. Ceci implique que l'apparition du boudinage soit liée à la fois à l'existence de la charge statique due au poids des terrains formant les deux flancs du pli couché, et au mouvement relatif des couches dans le flanc inverse au cours du plissement.

Un peu partout dans la région étudiée, on observe des boudins isolés dans la série, notamment des bancs de quartzite dans une série schisteuse. En deux zones particulières, on observe que le phénomène de boudinage s'est exercé sur toute la série, sur plusieurs centaines de mètres d'épaisseur. Ces zones sont, d'une part, la région de Lassoula, le bas du vallon de Pouchergues et le versant nord de la partie inférieure du vallon de Caillaouas, et d'autre part, la base de la paroi nord du pic du Midi de Génost.

Des profils ont été construits dans ces zones, perpendiculairement aux axes de plissement des unités structurales (profils C et E). Ils montrent les particularités structurales suivantes : les deux failles dont le tracé emprunte les vallons de Pouchergues et de Caillaouas, qui sont normalement verticales, avec une direction N 100° à 110° E, prennent assez brusquement une inclinaison de 40° vers le Sud-Est, à partir des lacs de Pouchergues et de Caillaouas. Elles ne se redressent, l'une à Lassoula, l'autre au pic du Midi de Génost, que pour prendre la direction N 120° à 130° E. Ce changement de direction a été dénommé « virgation de Lassoula ».

Il paraît probable que l'inclinaison locale des surfaces de mouvement soit liée au changement de direction, puisque l'inclinaison cesse, là où le tracé de la faille redevient rectiligne. Le mouvement d'inflexion a demandé un mouvement relatif longitudinal des compartiments situés de part et d'autre des failles, mouvement dont l'amplitude est sans doute faible, d'ailleurs. On peut concevoir qu'une charge statique due au poids des sédiments se soit exercée là où les failles sont inclinées. Deux facteurs nécessaires à l'établissement du boudinage, dans des conditions analogues à celles qui règnent lors de la formation des plis couchés, étaient donc réunis, et cette réunion peut expliquer la localisation du boudinage. On remarquera que ce phénomène n'est bien développé que dans les compartiments établis au-dessus des surfaces de mouvement, c'est-à-dire, dans la partie ouest de la crête de Couartaou et dans le versant sud du vallon de Pouchergues, qui peuvent être assimilés dans l'hypothèse ci-dessus aux flancs inverses des plis couchés. Au contraire, dans le versant nord du vallon de Caillaouas, où affleuraient les terrains homologues d'un substratum, le boudinage n'apparaît pas.

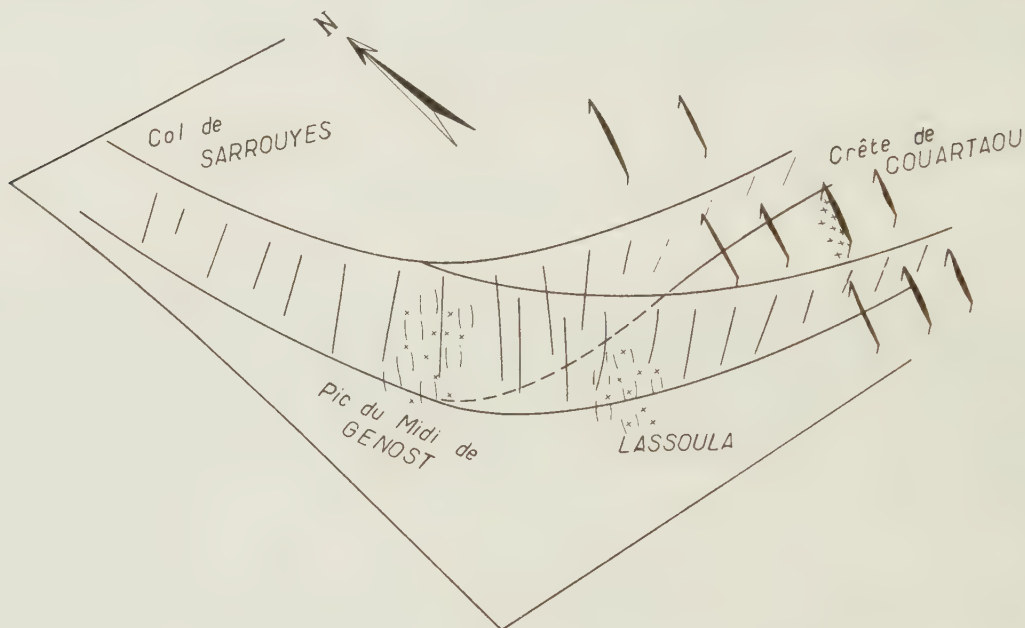


FIG. 35. — Représentation schématique des surfaces de mouvement des failles de Caillaouas et de Pouchergues, séparées par la crête de Couartaou. L'inflexion de ces surfaces constitue la « virgation de Lassoula » (p. 126). Dans la crête de Couartaou, grandes diaclases de direction N 55° E, localisées entre les deux failles et à leurs abords (p. 186). A Lassoula et dans le flanc nord du Pic du Midi de Génost, zones boudinées (p. 191) localisées dans les parties inclinées des surfaces de mouvement (p. 210 et profil E). La localisation du granite à deux micas est figurée par des croix.

Il est rarement possible de saisir la direction du mouvement d'extension des formations boudinées, qui affleurent généralement dans des coupes orientées de façon quelconque par rapport à cette direction. Lorsque le repérage a été possible, l'orientation a été reportée sur les stéréogrammes (fig. 13, 17, 20 et 21), qu'il s'agisse des deux zones précédentes ou de phénomènes isolés. Souvent, on note une direction N 50° à N 80° E, avec une inclinaison de 40 à 50° vers le Nord-Est, c'est-à-dire, une direction d'extension sensiblement perpendiculaire à la direction du mouvement de la faille. On remarque aussi la direction d'extension orientée N 120° à 140° avec une inclinaison de 15° à 20° vers le Sud-Est. Elle est sensiblement perpendiculaire aux précédentes. Il s'agit dans ce cas d'orientations concernant des boudins

isolés qui peuvent correspondre à des mouvements d'extension d'ensemble de séries subsistant la schistosité.

On remarque encore, notamment au pic du Midi de Génost et à Lassoula, ainsi qu'au verrou qui forme le déversoir du vallon d'Aygues Tortes, que le boudinage est dérangé au voisinage des affleurements du granite à deux micas de Tramezaygues. On observe par exemple ce fait dans tous les affleurements à poli glaciaire qui dominent le plateau de Lassoula. On constate que les lits de schiste, rendus apparents par l'érosion différentielle, ont des contours tout à fait capricieux dessinant des boursouflures souvent remplies de quartz, de corps pegmatitiques ou granitiques, et des constriction. Ces mêmes lits sont fréquemment interrompus, et comme effilochés dans le granite (photo 5, pl. XIX). Celui-ci lui-même se présente souvent en veines aux contours capricieux, souvent anastomosés et d'épaisseur très variable. Souvent, des fragments de schiste sont comme noyés dans la masse du granite. Ce n'est qu'à une certaine distance des contacts que le boudinage présente un aspect typique (fig. 35).

Ce gisement exceptionnel du granite fin à deux micas, en liaison incontestable avec les zones à boudinage généralisé, est remarquable. *Il semble que l'on puisse admettre la simultanéité de la formation du granite et du boudinage.* En effet, nulle part, la forme des veines granitiques ne paraît dépendre étroitement de celle de boudins préexistants, et nulle part non plus, on n'observe, dans le granite, de traces de déformation ayant eu lieu à l'occasion de la naissance du boudinage. En outre, il paraît exister une relation géométrique entre la forme des boursouflures et celle des veines granitiques qui les accompagnent. Enfin, le granite présente au microscope (photos 1 à 5, pl. XIX), des textures de cataclase et de corrosion bien développées, identiques à celles que l'on observe dans les gisements où des relations géométriques avec les roches encaissantes existent. Il y a donc une analogie certaine avec ces gisements, où la présence de ces textures a conduit à attribuer au granite le caractère *syntectonique*. S'il en est de même ici, les observations conduisent à considérer cette roche comme *syncinématique*, c'est-à-dire, contemporaine du mouvement des failles ayant déterminé le boudinage, mouvement lié à l'inflexion de la virgation de Lassoula.

C. — LA MOBILITÉ DE FLUX DES CALCAIRES

Ce mode de déformation sur lequel peu d'auteurs paraissent avoir attiré l'attention (GOGUEL, 1952, GUITARD, 1953b, DE SITTER, 1956), et que peu d'auteurs ont interprété correctement, présente un grand développement dans la région étudiée. On peut dire qu'au Sud du parallèle du col de Peyresourde, et même à quelque distance au Nord, tous les calcaires en sont plus ou moins affectés, y compris les calcaires griottes du Dévonien. Ces manifestations variées ont démontré à l'auteur l'origine purement dynamique de la déformation sans intervention des phénomènes de métamorphisme.

1) Mise en évidence.

Les niveaux calcaires, y compris les « dalles » calcaires dévoniennes, comportent tous une certaine proportion de lits siliceux. On désignera dans ce qui suit les lits *après déformation* sous le nom de « constituants calcaires » et de « constituants siliceux » de ces niveaux. L'attention de l'observateur est attirée, à l'échelle de l'affleurement, par la différence de comportement présentée par les lits siliceux et par les lits calcaires. On peut dire qu'au

premier stade, le calcaire subit une déformation *continue*, alors que les lits siliceux subissent une déformation *discontinue*. Un banc siliceux sera par exemple tronçonné, et chacun de ses fragments sera déplacé par rapport à ses voisins, comme par une sorte de boudinage, tandis que les espaces qui vont s'ouvrir entre ces fragments seront envahis par le constituant calcaire.

Les termes « envahi » et « calcaire » sont employés à dessein. Il ne s'agit pas, en effet, d'un simple dépôt de calcite par des eaux circulant dans des fissures. Sans chercher à pénétrer plus avant, pour l'instant, le mécanisme intime de la déformation, on peut constater qu'il y a, au cours du processus, conservation de tout ou partie des structures originelles de la roche. Ainsi, la tendance au débitage selon des lits parallèles à la stratification est parfois conservée. Ces lits eux-mêmes demeurent presque toujours facilement reconnaissables. Ils sont simplement déformés de manière à épouser les contours du remplissage calcaire des espaces ouverts entre deux fragments siliceux déplacés, ou des anfractuosités de ces fragments. Les faits apparaissent particulièrement grâce à l'érosion différentielle des lits (photo 1, pl. X).

A un stade plus avancé, les lits peuvent ne pas être conservés, mais des structures analogues, marquant l'envahissement des espaces ouverts entre les fragments siliceux, apparaissent. On observera notamment la fragmentation considérable des constituants siliceux de la roche. Ceux-ci sont découpés en morceaux de toutes tailles, depuis le cube de roche de quelques centimètres d'arête jusqu'au gravier et au sable (photo 6, pl. X). On observe parfois une poussière de fragments siliceux semés dans le calcaire. Celui-ci, très déformé, présente alors toujours des alternances de lits, qui apparaissent par suite de l'érosion différentielle, ou par différence de teinte, celle-ci variant du gris au bleu. Ces lits semblent souligner le trajet des particules siliceuses au cours de la déformation : celles-ci sont grossièrement alignées le long des lits, ou bien encore, ce sont les lits qui contournent les fragments de grande taille. Ces lits sont de nature différente de celle des lits parallèles à la stratification dont il est fait état plus haut. On pourrait décrire leur forme en disant qu'ils matérialisent les traces d'un véritable « écoulement » de la matière calcaire.

Il va sans dire que cette image est purement descriptive, et que l'on peut tout aussi bien concevoir que cet « écoulement » se soit produit par le mécanisme de dissolutions et de recristallisations selon le principe de RIECKE. On se gardera aussi bien d'attacher un sens causal à l'adjectif « plastique » qui pourtant, caractériserait parfaitement l'écoulement dont les structures ci-dessus paraissent être la manifestation (1). Le terme de *mobilité de flux* est celui qui a paru le mieux rendre compte de ces déformations.

2) Origine tectonique de la déformation.

A l'échelle de l'affleurement, les accidents affectant les ensembles comprenant des niveaux calcaires peuvent être classés d'après le degré de déformation du matériel siliceux. C'est ainsi que l'on pourra distinguer les cas suivants :

- 1) — Lits siliceux peu fragmentés ou non fragmentés, légèrement plissés, le constituant calcaire épousant les anfractuosités du constituant siliceux ou pénétrant dans les diaclases (photo 1, pl. X). Ce cas est très fréquemment observé aussi bien dans les calcaires dévoniens que dans les calcaires anté-gothlandiens et même gothlandiens. Mais il arrive fréquemment que les lits siliceux pouvant servir de référence manquent. Dans ce cas, seul

(1) Selon J. GOGUEL (1953, p. 135), il semble que les lois de la *plasticité* doivent être invoquées dans l'interprétation de ce genre de déformation, et non celles de la *viscosité*.

un aspect « fluidal » des surfaces de stratification mises en évidence par l'érosion manifeste la déformation.

- 2) — Lits siliceux fragmentés dans la masse en parallélépipèdes de quelques millimètres à quelques centimètres d'arête, mais très peu déplacés les uns par rapport aux autres, de sorte que les alternances de calcaires et de quartzite sont conservées. Les lits sont peu déformés dans leur ensemble.

Le constituant calcaire n'envahit pas toujours les espaces séparant les blocs. Ce mode de déformation est assez fréquent dans les niveaux calcaires du Dévonien. Il est notamment très développé dans la région du col de Gistain, au Sud de la faille prolongeant le synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou (photo 2, pl. X).

- 3) — Lits siliceux découpés en fragments de taille variable et de forme souvent capricieuse, nettement déplacés les uns par rapport aux autres (photo 6, pl. X). De telles « brèches tectoniques » sont en général localisées. Tous les niveaux calcaires peuvent en contenir.
- 4) — Lits siliceux peu fragmentés, mais en proportion nettement supérieure à celle du constituant calcaire, qui forme des lentilles de quelques centimètres à quelques décimètres de diamètre (photo 2, pl. IX). Cette disposition est fréquente dans les niveaux antégothlandiens. De la sorte, de place en place, les lits siliceux sont contigus. Dans certains cas, il est possible que la disposition lenticulaire des calcaires soit d'origine sédimentaire. Mais dans la majorité des cas où on l'observe, on doit conclure à son origine tectonique. Un ensemble d'observations faites dans des conditions d'affleurement favorables sur les niveaux calcaires ordoviciens le prouve :

- a) — Lorsque les niveaux calcaires ne sont pas redressés, ni obliques, mais parfaitement horizontaux comme sur le flanc ouest de la montagne d'Espichadère ou celui du cap de Hounts Secs, ils affleurent sous la forme d'une alternance de bancs calcaires et de bancs de quartzites épais, les uns et les autres, de quelques centimètres à un décimètre environ. Ces bancs sont à peu près continus.
- b) — Lorsque les niveaux calcaires sont redressés, comme c'est notamment le cas sur le flanc nord de l'anticlinal du lac d'Oô dans sa partie orientale la plus resserrée, on observe la présence de calcaires en lentilles, plus ou moins renflées, souvent très minces, au sein d'une masse principalement formée de quartzites. Parfois les lits sont trop minces pour apparaître à l'œil nu, sous la forme de dépressions creusées par l'érosion, et ne peuvent être détectés qu'à l'aide d'acide chlorhydrique.

Dans le vallon de Sadagouaux, entre le pic de Nord-Nère (2 844 m) et le val d'Esquierry, les niveaux calcaires redressés sont ainsi presque dépourvus de constituant calcaire. Le niveau le plus méridional présente sur une vingtaine de mètres d'épaisseur, des quartzites en lits de 10 cm renfermant des calcaires lenticulaires en lits épais de 1 cm. Sa direction est N 75° E. Dans les schistes également redressés qui sont immédiatement sous-jacents à ce niveau, et qui affleurent à quelques mètres au Sud, on peut voir trois masses calcaires ayant des limites planes verticales, parallèles entre elles et orientées N 160° à 170° E. Ces masses sont respectivement épaisses, d'Est en Ouest, de 50 cm, 10 cm et 10 cm. La roche n'est pas homogène, mais elle est disposée en lits, ou en « faux lits » parallèles à ces limites planes et apparaissant par érosion karstique ou encore au choc du marteau. Elle ne renferme aucun élément siliceux. A l'extérieur, la roche est de teinte blanc rosé, elle est bleue dans la masse et on la confondrait aisément avec un banc épais de calcaire dévonien, n'étaient ses conditions de gisement très particulières et sa proximité d'un niveau dont la position stratigraphique est bien définie dans l'Ordovicien.

D'autres exemples de gisements de roche calcaire dans une position analogue à celle-ci seront décrits. Tout aussi remarquable est, par exemple, celle des lames calcaires remplissant des failles au sein de massifs granitiques. C'est le cas des calcaires de la brèche des Spijeoles.

L'examen des affleurements du vallon de Sadagouaux et la cartographie de différentes failles nous ont conduit à admettre que *la mobilité de flux des calcaires pouvait aboutir à des transports appréciables du constituant calcaire, à partir du niveau stratigraphique originel*. A cette occasion, ce dernier s'appauvrit en calcaire, celui-ci ne subsistant que sous la forme de lentilles. La photo 3, pl. IX, matérialise la réalité de ce transport.

- c) — Dans certains cas, il est possible d'effectuer la reconstitution cinématique de mouvements de banc à banc ayant affecté un niveau calcaire, à partir des figures de déformation des lentilles visibles à l'affleurement; c'est ainsi que les niveaux calcaires à pendage moyen vers le Sud formant le flanc est de la montagne de Tramadits présentent une disposition lenticulaire de la totalité des constituants calcaires. Or, d'après l'examen à l'affleurement les proportions relatives de calcaires et de niveaux siliceux sont sensiblement les mêmes que dans un niveau peu déformé. Les niveaux siliceux sont épais d'environ 10 cm, les lentilles calcaires également. Sachant que la disposition lenticulaire peut être d'origine tectonique, on peut penser à une déformation par glissement de banc à banc. Cette hypothèse est confirmée par l'aspect grossièrement losangique des lentilles calcaires, deux côtés opposés des losanges étant parallèles à la stratification, elle-même repérée par les limites du niveau et les bancs purement siliceux.

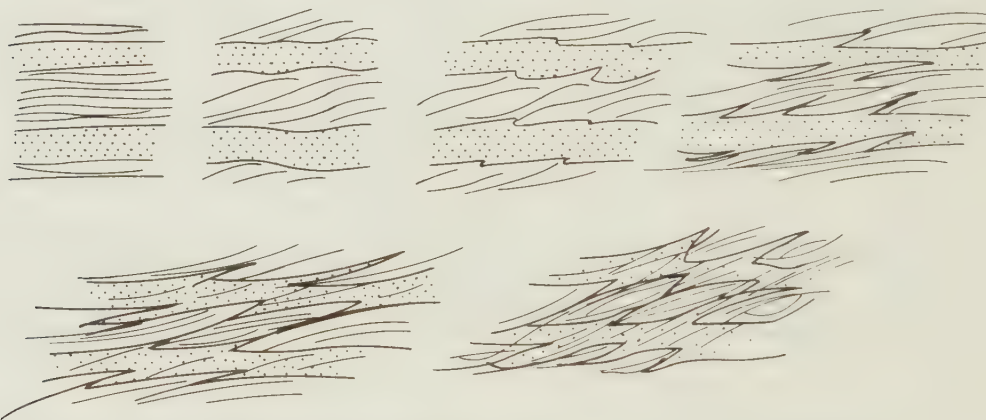


FIG. 36. — Stades de l'apparition d'une schistosité oblique par rapport à la stratification dans un niveau calcaire interstratifié de quartzites, par suite de la mobilité de flux du calcaire.

Un cas assez comparable au précédent est celui où la mobilité de flux des calcaires facilite l'apparition de la schistosité au sein du niveau calcaire. Dans cette déformation, les mouvements de banc à banc sont de faible amplitude. Le déplacement des calcaires est tel qu'une fraction des constituants siliceux est entraînée et vient s'orienter parallèlement à la schistosité, qui est marquée d'ailleurs dans les bancs siliceux par l'existence d'un clivage de fracture. C'est ainsi que l'on observe les dispositions de la fig. 36 et de la photo 4 (pl. IX).

Il peut même arriver que le constituant siliceux se prête plus ou moins à l'apparition d'une schistosité de flux. Dans ce cas, le calcaire n'apparaît même plus sous l'aspect de lentilles losangiques. Il occupe simplement des sortes de nids alignés selon la stratification originelle (photo 3, pl. X). Ce cas extrême est fréquent dans le flanc nord de la partie orientale de l'anticlinal du lac d'Oô.

3) La formation de Lourtiga.

Cette dénomination a été attribuée à un complexe fait d'un mélange intime de lames, de lentilles et de masses polyédriques de calcaires dévoniens clairs, de schistes et quartzites dévoniens noirs, de schistes carburés et de calcaires noirs gothlandiens affleurant dans la région de Lourtiga (haute vallée d'Aube). Ce complexe échappe à toute représentation cartographique, la dimension des éléments sur un affleurement variant de quelques centimètres à quelques mètres (photos 4 et 5, pl. X). Si l'on admet que les constituants calcaires d'un niveau dévonien ou gothlandien peuvent se déplacer par suite de leur aptitude à la « mobilité de flux », on peut concevoir que ce mélange intime de composants de nature stratigraphique différente ait une origine tectonique. En outre, l'aptitude à la déformation des schistes carburés, qui est bien connue, doit intervenir dans un tel mouvement. Le complexe apparaît dans la région de



FIG. 37. — La formation de Lourtiga. Versant est du verrou glaciaire de Néré.

Pointillés : Schistes carburés, calcaires dévoniens.
 Sans figuré : Végétation ou schistes siliceux.

Lourtiga. Il détermine notamment la topographie capricieuse des croupes étagées entre la cote 1 800 et la cote 1 900, situées au pied de la montagne d'Espichadère, vers le Nord. On peut l'examiner en détail dans le verrou par lequel le haut vallon de Néré s'ouvre sur la dépression de Lourtiga, là où le glacier a découpé des parois verticales. Le complexe présente surtout à cet endroit des lames schisto-quartziteuses ou calcaires (fig. 37), dont la présence paraît témoigner, comme celle de la schistosité dans les niveaux calcaires, de l'action de forces orogéniques particulièrement intenses.

On observe encore cette formation en différents endroits où l'on peut mettre en évidence, par ailleurs, que des mouvements se sont produits au contact du Gothlandien et du Dévonien. C'est le cas, notamment, au voisinage de la surface de chevauchement du pic d'Aret. Dans la région des lacs de Miarès affleurent des lames de schistes, de quartzites ou de calcaires, alternativement claires ou noires, et sensiblement parallèles à la surface de contact anormal.

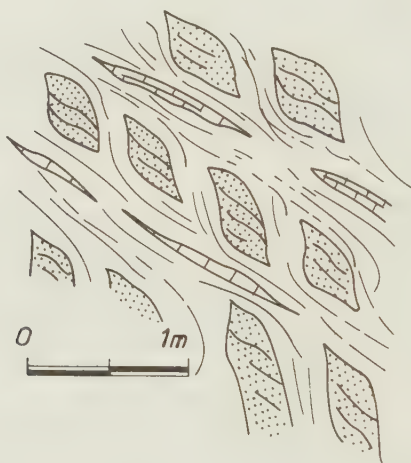


FIG. 38. — Tronçonnage tectonique de bancs de quartzite (Val d'Esquierry).

Pointillé : Quartzites noirs en bancs redressés, tronçonnés en amygdales selon la schistosité.

Tirets : Schistes et filonets calcaires mélangés.

Amygdales aplaties selon la schistosité, de calcaires purs ou de calcite sans lits de schistes.

Vers l'Est, dans le val d'Esquierry, et notamment sur la paroi verticale du vallon glaciaire des granges d'Astau, au Sud de la « cascade de Madeleine », on peut examiner les stades successifs d'une déformation analogue dans des schistes carburés et des calcaires gothlandiens. A la limite septentrionale de l'affleurement, la stratification est visible, et soulignée par des alternances de calcaires de 5 à 10 cm d'épaisseur, gris noir, de schistes noirs non diaclasés, d'épaisseur variable et de quartzites noirs à patine brune, diaclasés, en bancs de 10 cm d'épaisseur. Le pendage est d'environ 45° N. Puis, on voit en quelques mètres un relèvement des pendages et l'apparition d'amygdales de quartzites noyées dans les calcaires et les schistes. Leur contour à l'affleurement est plus ou moins losangique, avec deux côtés opposés verticaux. La fracturation des quartzites suggère qu'un mouvement de cisaillement a dû accompagner ce découpage, qui est d'ailleurs généralisé à quelque distance vers le Sud (fig. 38).

4) Chronologie des déformations.

Dans des cas particuliers, les déformations par mobilité de flux ont pu être datées. C'est ainsi que l'on peut attribuer certaines d'entre elles aux actions dynamiques mises en jeu lors des mouvements de chevauchement de Gèdre-Gavarnie. Ainsi, en certains points, la formation de Lourtiga peut-elle être rapportée à ces mouvements. De même, la présence de lames calcaires à bords nets, de quelques mètres d'épaisseur, sans la moindre trace de métamorphisme, mais en situation anormale dans une fracture au sein d'un massif granitique, ne peut être expliquée que par une déformation postérieure à la formation du granite. Il s'agit donc, dans les deux cas particuliers, de déformations post-hercyniennes. Le même mode de déformation peut s'être appliqué aux niveaux calcaires au cours de l'orogénèse hercynienne ou même avant. C'est ce que montrent les observations suivantes, relatives à la succession chronologique que l'on peut établir dans un cas favorable entre la déformation des calcaires et les phénomènes de granitisation.

L'existence de cornéennes à pyroxènes et grenats au contact du massif granitique du Lys-Caillaouas a été signalée. En général, une certaine proportion de calcaire subsiste, et le niveau est souvent représenté par des bancs ou des lits, constituant des alternances stratifiées de calcaires, de quartzites et de silicates (photo 1, pl. IX). A la brèche du pic Belloc (col situé au Nord-Ouest de ce pic), au sein du massif granitique du Lys-Caillaouas, on peut observer une enclave constituée par un niveau calcaire redressé et transformé, de direction moyenne N 70° E. Ce niveau affleure dans la paroi verticale située au Nord-Ouest de la brèche, où on le repère aisément aux dépressions alignées, creusées par l'érosion. Dans ce niveau, les éléments calcaires, les silicates et les quartzites ne sont pas tous disposés selon la stratification. Dans l'éboulis qui occupe la base de l'arête, des blocs énormes appartenant à ce niveau peuvent être examinés.

Dans certains de ces blocs, le calcaire est absent. On observe sur la surface d'affleurement des « lentilles » blanchâtres, totalement silicatées, riches en grenats et surtout en diopside. Les contours de ces lentilles sont capricieux, parfois en partie rectilignes. Elles sont enrobées dans la masse d'un quartzite de teinte gris clair et sont disposées en alignements dessinant manifestement une ancienne stratification (photo 3, pl. XI).

Les contours sont soulignés par la présence d'un liséré vert constitué par des cristaux d'augite et de quartz. De fines bandes vertes, de même nature, partent de ce liséré vers l'intérieur des lentilles. Ces bandes présentent la particularité d'être parallèles entre elles, et répétées tous les 2 ou 3 mm. Lorsque les lentilles claires présentent des bords rectilignes, la trace des bandes vertes est parallèle à ces bords, selon une direction qui est le plus souvent oblique par rapport à la stratification marquée par l'alignement des lentilles. On observe aussi, au sein des quartzites, un alignement des cristaux de biotite, lui aussi parallèle à cette direction oblique prédominance (fig. 39 et photo 2, pl. XI).

Cette disposition reproduit, à la nature des constituants près, celle que l'on observe dans les niveaux calcaires situés hors de l'auréole de métamorphisme, telles qu'elles apparaissent, par exemple, dans le haut vallon de Néré (photo 3, pl. X). En ces lieux, on constate la présence d'un clivage schisteux grossier, marqué dans les lits de quartzite et très oblique par rapport à la stratification. Le calcaire n'est conservé que dans des sortes de nids apparaissant à l'affleurement, alignés selon la stratification primitive. Ces nids sont dans une disposition comparable à celle des lentilles claires à grenats et diopside, du niveau du pic Belloc.

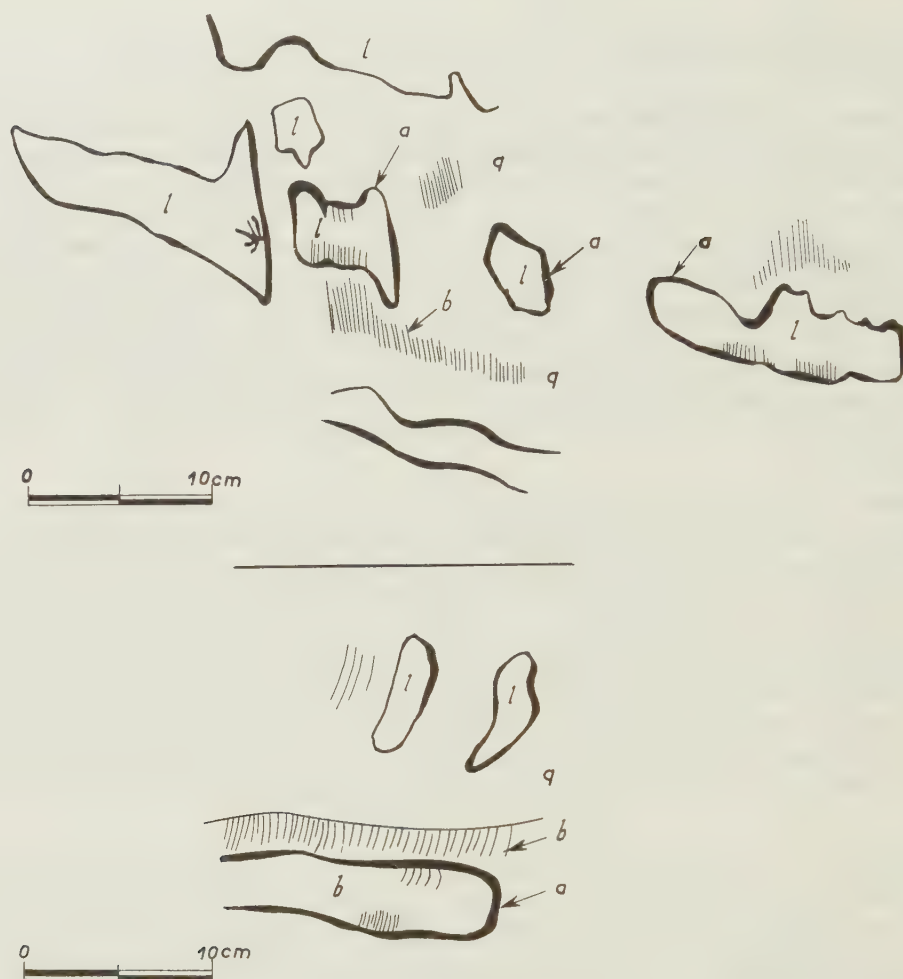


FIG. 39. — Enclave dans le granite porphyroïde du Lys-Caillaouas, au Nord-Ouest du pic Belloc.

- l: Lentilles claires à grenats et diopside, entourées d'un liséré vert constitué de quartz et d'augite (a). Les filonets verts au sein des lentilles ont la même composition.
- Dans les quartzites (q) qui isolent ces lentilles, la biotite forme des alignements dessinant une schistosité grossière (b).

On remarquera que les filonets verts situés au sein des lentilles, les alignements de biotite et certains contours rectilignes des lentilles, sont parallèles entre eux (voir aussi la photo 2, pl. XI).

L'analogie peut être poussée plus loin; on n'observe pas l'alignement des cristaux de biotite dans toute la masse du quartzite qui enrobe les lentilles, mais seulement dans des îlots diffus, dont les contours suivent grossièrement, à quelques centimètres vers l'extérieur, ceux de ces lentilles claires à grenats et pyroxènes. Dans les niveaux calcaires du vallon de Néré, on voit autour des nids lenticulaires de calcaire une auréole à la fois calcaire et siliceuse, de quelques centimètres d'épaisseur, dans laquelle la schistosité est grossière, tandis qu'elle est mieux marquée dans la masse du quartzite. Cette particularité apparaît nettement à l'affleurement comme le montre la photographie.

On observe donc des figures comparables, traduisant des relations géométriques comparables, d'une part entre des quartzites et des calcaires, en alternance de stratification, puis affectés de schistosité, et d'autre part, encore des quartzites et des lentilles à grenats et pyroxènes. Il est aisé d'imaginer les conditions géodynamiques ayant déterminé ces relations géométriques dans le premier cas, où les roches présentent manifestement une grande différence d'aptitude à la déformation. Il n'en est pas de même dans le second, lorsqu'on cherche à rendre compte de telles relations entre des roches siliceuses et silicatées paraissant présenter un seuil de déformation permanente à peu près identique. Des contraintes considérables devraient en tous cas être invoquées, incompatibles avec le niveau tectonique relativement élevé qui s'est maintenu au cours de tous les phénomènes orogéniques dans la région étudiée, comme le montrera la reconstitution structurale venant en conclusion de ce travail.

Les analogies observables conduisent à admettre la transformation chimique et minéralogique au cours du métamorphisme, sans modification des structures macroscopiques. La déformation des calcaires par mobilité de flux précède le métamorphisme. Les transformations chimiques dues à ce dernier phénomène paraissent avoir eu lieu sans variations de volume, puisque la forme des lentilles semble conservée.

On peut avancer, à l'appui des conclusions relatives à la succession chronologique des phénomènes, un autre argument, reposant sur la présence de traces de schistosité oblique par rapport à la stratification. La stratification est parallèle aux limites de l'enclave située, rappelons-le, au sein du massif granitique du Lys-Caillaouas. Or, les porphyroblastes d'orthose sont eux-mêmes disposés en alignements parallèles à ces mêmes limites. On conçoit mal l'action de phénomènes géodynamiques ayant provoqué simultanément la naissance de la schistosité et la formation des porphyroblastes d'orthose, selon des orientations structurales obliques l'une par rapport à l'autre (cf. PERRIN et ROUBAULT, 1948).

Il est ainsi établi que la déformation par mobilité de flux peut, dans certains cas, être rapportée à des mouvements orogéniques certainement très anciens, sans doute hercyniens ou même anté-hercyniens. Il est cependant prudent de s'abstenir d'attribuer telle ou telle déformation à une phase orogénique précise. Le fait qu'avec des caractères assez comparables, elles aient pu se produire à des époques nettement différentes incite à penser que leur fréquence est sans doute supérieure à celle des phases orogéniques de STILLE et de BLACKWELDER.

D. — LES « PLIS DE RÉTRÉCISSEMENT »

Ces plis, dont le rayon ne dépasse pas 10 cm, se présentent isolément dans les schistes, et plus spécialement, dans les schistes et quartzites bleus ordoviciens (photo 1, pl. XI). On les observe essentiellement sur le flanc sud du pli anticlinal du lac d'Oô, dans sa partie orientale plus redressée, qui affleure dans le val d'Arouge et dans le vallon situé au Sud-Ouest du cap de Hounts Secs. Dans cette région, les schistes, riches en séricite, apparaissent souvent sous l'aspect de schistes satinés blanchâtres ou à éclat métallique.

Ces plis ne dérangent la schistosité ou la stratification que très localement, sur quelques décimètres. Leur elongation à l'affleurement ne dépasse pas quelques dizaines de centimètres. Leurs axes sont orientés en majeure partie selon une direction N 100° E, mais une certaine proportion d'entre eux a une direction perpendiculaire N 10° E. Dans les deux cas, on rencontre des axes inclinés, mais les axes N 100° E sont pour la plupart horizontaux. Les diagrammes des fig. 19 et 21 rendent compte de ces faits.

Dans les conglomérats qui affleurent au Troucet de Courts, sur la crête limitant au Nord le val d'Arouge, ainsi que dans les conglomérats du vallon de Néré, il existe des plis comparables à ceux des schistes, mais dans lesquels les galets sont aplatis et laminés perpendiculairement au rayon (fig. 2 et photo 2, pl. VIII). Leur mode de déformation normal est une extension selon une droite et non un aplatissement selon un plan (voir p. 221). La coupe schématisée fig. 2 est perpendiculaire à l'axe d'un tel pli. Notons que la direction des axes de ces plis est la plupart du temps différente de celle de la direction d'extension des galets.

La localisation de ces plis dans le val d'Arouge et le vallon sud-ouest du cap de Hounts Secs paraît devoir être mise en relation avec la présence de la faille de la Porte d'Enfer. Cette faille sépare la partie redressée et resserrée de l'anticlinal du lac d'Oô, où les plis sont nombreux, de sa partie moins déformée, dans la montagne d'Espichadère. On peut penser que les plis, postérieurs à la schistosité, se sont formés au cours de l'un des mouvements de cette faille, et peut-être, au cours du mouvement ayant amené le redressement de la partie orientale par rapport à la partie occidentale. Dans ce cas, les plis résulteraient d'un faible « rétrécissement » de la série redressée, selon la ligne de plus grande pente et perpendiculairement à la direction de l'axe général de plissement de l'anticlinal, dirigé N 100° E.

Des plis, dont le rayon varie de quelques centimètres à un décimètre, sont visibles dans une enclave schisto-gneissique située immédiatement au Sud de la faille de la brèche des Spijeoles, faille qui passe par ailleurs au lac de Caillaouas. Alors que les plis du val d'Arouge sont isolés et dispersés dans la série schisteuse, les plis de la brèche des Spijeoles sont contigus, et représentent un véritable chiffonnage de toute la masse (fig. 43).

Les premiers apparaissent dans des séricitoschistes, ceux-ci, dans des micaschistes. Ils sont accompagnés de filons de quartz boudinés, l'axe d'extension du boudinage ayant la direction N 100° E et plongeant de 10° vers l'Est. Ces plis sont certainement en relation avec les mouvements de la faille du lac de Caillaouas, mais le simple examen à l'affleurement ne permet pas de déduire les relations chronologiques existant entre ces mouvements et la mise en place du granite. Le détail de ces plis, simplement signalés ici, sera examiné ultérieurement.

Bien que, dans le premier cas, on puisse trouver des analogies dans l'aspect de ces plis avec ceux qu'a décrits et figurés C. E. WEGMANN (1931) dans une étude des stades successifs de schistosité, nous n'identifierons pas ici les phénomènes en raison de la répartition des plis, qui dépend d'autres facteurs.

CHAPITRE II

LES DÉFORMATIONS A L'ÉCHELLE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

A cet ordre de grandeur seront étudiées toutes les déformations dont peuvent rendre compte des *contours cartographiques* suffisamment détaillés. Les cartes géologiques, de types et d'échelles variées, comportent en général des contours basés sur les limites stratigraphiques ou lithologiques. Dans le cas de terrains sédimentaires, les limites d'assises coïncident souvent avec des limites lithologiques. A une échelle convenable, et avec un fond topographique précis, les contours peuvent servir de base rigoureuse à l'analyse structurale, moyennant l'utilisation de méthodes appropriées.

A. — LA RECONSTITUTION SPATIALE DES ENSEMBLES

L'analyse géométrique à l'échelle de la carte au 1/50 000 permet la définition des principales unités structurales. Par contre, elle n'autorise aucune étude cinématique sérieuse car la précision de la carte au 1/50 000 ne permet pas de reconstituer la forme spatiale de chaque unité de façon suffisamment détaillée. Au contraire, cette reconstitution, à partir de contours précis et détaillés, au 1/20 000 par exemple, sur un fond topographique comportant des courbes de niveau, peut être la base d'analyses géométrique et cinématique fructueuses.

Différentes méthodes de construction de profils à partir d'un tel document existent et sont enseignées. Elles sont plus ou moins rigoureuses. Toutes font appel à des simplifications qui consistent à assimiler les formations géologiques, et notamment les surfaces limitant les couches sédimentaires, à des éléments géométriques simples. L'une des plus courantes de ces simplifications consiste à poser en principe que les couches d'une série sont d'épaisseur constante. Cette convention étant faite, des constructions géométriques variées peuvent être imaginées pour dessiner avec précision un profil à partir des contours de la carte, ou plus souvent à partir de leur intersection avec un trait tracé sur la carte, et matérialisant la trace

du plan du profil à construire. La plupart des méthodes présentent l'inconvénient de ne pas tenir compte de la forme de ces contours à quelque distance de la ligne de coupe tracée sur la carte. Cet inconvénient n'est pas grave dans le cas de structures simples. Dans l'étude de structures complexes, il est nécessaire de construire un grand nombre de profils pour augmenter la précision de l'analyse. Une méthode d'étude, parmi celles qui sont pratiquées à l'Institut de Géologie de Neuchâtel, permet d'approcher de plus près la réalité dans le cas de structures relativement complexes. Elle tient compte, d'une part, du fait que *les surfaces géologiques ne peuvent être assimilées à des surfaces cylindriques que dans un périmètre restreint*; d'autre part, du fait que *les axes autour desquels s'effectuent les plissements, loin d'être horizontaux, peuvent être inclinés, et que leur orientation peut varier de proche en proche* au sein d'un même accident. La détermination en chaque point de l'orientation de l'axe exige une certaine expérience (C. E. WEGMANN, 1929). En effet, la direction de cet axe, ou *axe de plissement*, ne coïncide pas toujours avec la direction générale selon laquelle les plis sont allongés sur la carte, ou *direction cartographique*. Une construction théorique simple permet de mettre en évidence les différentes éventualités. La même construction montre que dans un périmètre limité, sur le terrain, la direction de l'axe de plissement est la même que celle des couches *verticales*, et son inclinaison, la même que celle des parties les *moins inclinées* de la surface.

L'orientation de l'axe de plissement peut ainsi être déterminée de proche en proche dans les cas favorables. Les plans de section qui vont porter les profils seront choisis en fonction de cette orientation, et non, comme c'est le cas le plus souvent, en fonction de l'allongement que peuvent présenter les plis sur la carte. Ils seront, le cas échéant, inclinés au lieu d'être verticaux. Les profils peuvent alors être déduits des *contours de la carte* par une projection de chaque point sur le plan de la section parallèlement à l'axe de plissement.

L'intérêt de cette méthode est qu'elle consiste non pas dans l'application d'une « recette », mais dans la mise en œuvre de l'analyse avant même la construction des profils. Un examen minutieux de l'ensemble des contours doit, en effet, permettre de déterminer, au départ, l'allure générale des accidents et les diverses orientations que peut prendre l'axe de plissement. Ainsi, l'analyse ne repose pas seulement sur la construction de profils, mais elle commence avec la recherche des axes. En contrepartie, il convient de noter que la mise en œuvre de la méthode exige beaucoup de prudence et une certaine expérience, acquise par entraînement sur des structures variées. L'analyse peut commencer dès l'exécution du travail de terrain, au cours duquel les axes de plissement peuvent souvent être déjà déterminés par le relevé des directions et des inclinaisons des couches et leur report sous forme de stéréogrammes. Le travail de terrain conduit ainsi, par une autre voie, indépendante du tracé des contours, à la mise en évidence des axes de plissements.

La distinction faite par C. E. WEGMANN (1929) entre la notion « de direction d'axe de plissement » et celle de « direction générale des plis sur la carte », ou d'« allongement des plis » ne saurait être négligée, même au stade de l'étude de la carte à l'échelle du 1/50 000.

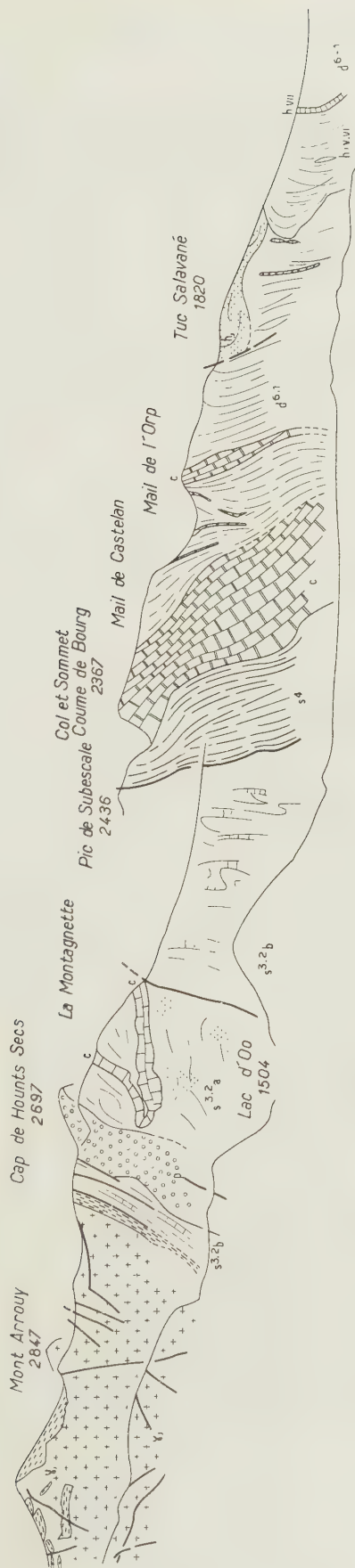
B. — LA CONSTRUCTION DES PROFILS

L'analyse structurale à l'échelle du 1/20 000 a été conduite en exécutant plusieurs profils par les méthodes auxquelles on vient de faire allusion, à partir des levés inédits à cette

S

Pic Quairat
3060

N



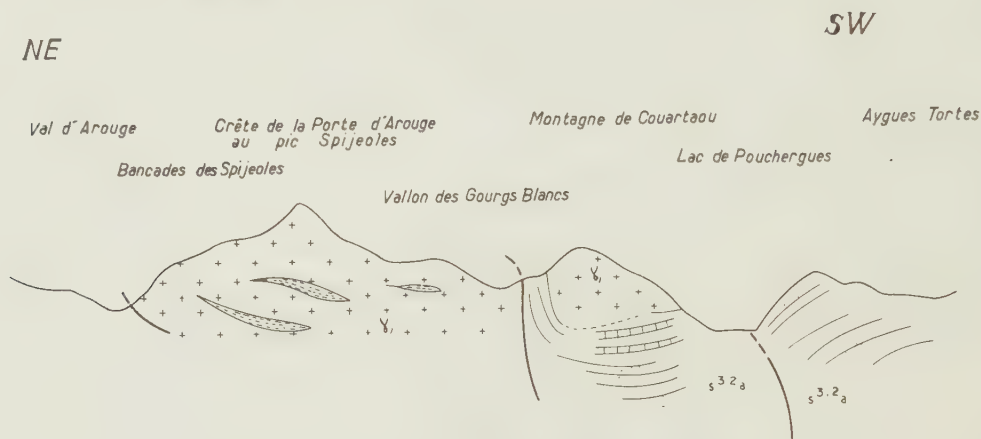
Profil selon le flanc de la Vallée d'Oô.

PROFILS A et B

TRACÉS SELON LE FLANC EST DE LA VALLÉE D'OÔ
entre le pic Quairat (3 060 m) et le Tuc Salavané (1 820 m).
— Anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère.

Echelle 1/40 000

échelle (1). Seule la partie orientale de la région étudiée fait l'objet de cette analyse, puisqu'à l'Ouest, aucune carte en courbes de niveaux n'est encore publiée. Le fond topographique au 1/32 000 qui a été constitué pour les levés de cette région n'a pas une précision suffisante pour l'exécution de profils détaillés.

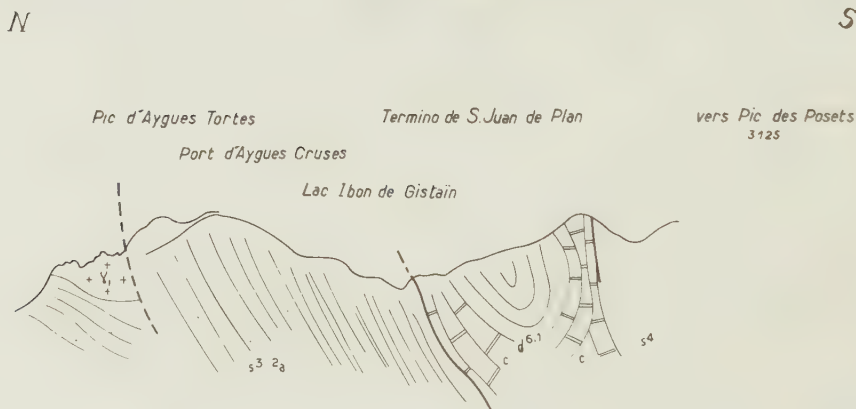


PROFIL C

TRACÉ PERPENDICULAIREMENT A LA CRÊTE DE COUARTAOU
(à l'Est du lac de Caillaouas)
ET AU VALLON D'AYGUES TORTES.

- Synclinal du Couartaou.
- Anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes.

Echelle 1/40 000



Profil passant par les Vallons des Gourgs Blancs, le lac de Pouchergues et le lac Ibon de Gistain

PROFIL D

TRACÉ PERPENDICULAIREMENT A LA CRÊTE FRONTIÈRE
A L'EST DU PIC D'AYGUES TORTES.

- Faille de Consaterre aux environs du col de Gistain.
- Plis complexes du massif des Posets.

Echelle 1/40 000

(1) Présentés ici à l'échelle du 1/40 000.

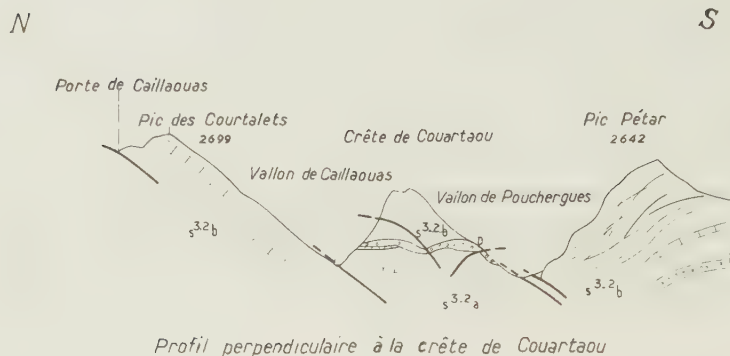
L'orientation des profils, qui sont tous verticaux, a été déterminée en fonction de celle des axes de plissement mis en évidence tant par l'étude des couches verticales que par l'exécution des stéréogrammes à partir de relevés systématiques de directions et d'inclinaisons de couches. Ces dernières orientations ont été, le plus souvent possible, repérées d'après les alternances lithologiques, mais parfois simplement d'après la foliation des schistes et des quartzites. La direction des profils n'est pas toujours perpendiculaire à celle des axes. Dans plusieurs cas, en effet, les profils intéressent des unités différentes, d'orientation nettement divergente. Le choix a été fait en fonction de l'orientation de la structure qui paraissait la plus importante. On remarquera que les limites construites à partir des contours sont fréquemment discontinues. Ceci est dû soit à la présence de falaises dans lesquelles les repères topographiques ne sont pas sûrs, soit à des contreforts ou à des crêtes accessoires portant leur « ombre » lors de la projection.

1) Profils A et B.

Ces profils ont été construits avec le même axe de plissement, dirigé N 105° E, et incliné de 2° vers l'Ouest. Leur tracé, qui n'est pas tout à fait perpendiculaire à la direction de cet axe, suit approximativement la crête limitant à l'Est la vallée d'Oô et la haute vallée qui lui fait suite au Sud vers Espingo et le lac du Portillon. Il passe ainsi au pic Quaïrat, au cap de Hounts Secs, puis sur les pentes à l'Ouest de la crête de la Coume de Bourg pour atteindre le Tuc Salavané. Ce choix permet de mettre à profit l'importante dénivellation qui existe entre la crête et le fond de la vallée d'Oô pour exécuter la projection des contours. Un profil topographique du fond de la vallée souligne ce fait.

Les deux profils mettent en évidence la variation générale des pendages de part et d'autre de l'anticlinal du lac d'Oô. Ce changement paraît se produire, non pas à la latitude du lac d'Oô, mais à quelque distance au Nord dans les schistes et quartzites ordoviciens. Notons toutefois que ces profils ne permettent de reconstituer que le tracé des limites des formations, c'est-à-dire de leurs caractéristiques « externes », et non la représentation des variations de pendage au sein des formations (caractéristiques « internes » de celles-ci). Ici, au Nord du « pli-faille de Goueillérissés » (G. ASTRE, 1938), contact faillé passant au Nord du lac d'Oô, les pendages sont encore dirigés vers le Sud. Par contre, le contact entre l'Ordovicien et le Gothlandien présente un pendage vers le Nord. On remarquera l'abondance relative des niveaux calcaires à la base du Dévonien. Il s'agit en fait, comme on l'a déjà mentionné (p. 75), de plusieurs niveaux calcaires de 30 à 80 m d'épaisseur, séparés par des passées schisto-gréseuses de 100 m d'épaisseur, dont le détail n'a pas été figuré sur cette coupe. Plus au Nord, les niveaux calcaires, minces et lenticulaires, sont interstratifiés dans des schistes. Un niveau isolé de 100 m d'épaisseur surmonte les précédents. Vers l'Ouest, comme le montre la carte, le même niveau passe au sommet de Pène Nère, puis sur le flanc sud du val d'Aube, où son épaisseur est considérablement réduite et demeure alors constante. Au Nord, après une série essentiellement schisteuse et une faille à pendage nord, on rencontre les grès verts du Westphalien du Tuc Salavané, discordants sur une série dévonienne redressée. Celle-ci passe sans que l'on rencontre de lydiennes aux schistes verts dinantiens à facies de Larbont. Les lydiennes n'apparaissent qu'au Nord de ce synclinal.

Au Sud de l'anticlinal du lac d'Oô affluent les conglomérats du cap de Hounts Secs, 100 à 200 m de schistes bleus, puis le granite porphyroïde du Lys-Caillaouas, dont la limite septentrionale présente un plongement vers le Sud, conformément à la « surincombance » vue par les anciens auteurs. Le tracé des cassures visibles dans le granite a été construit en suppo-

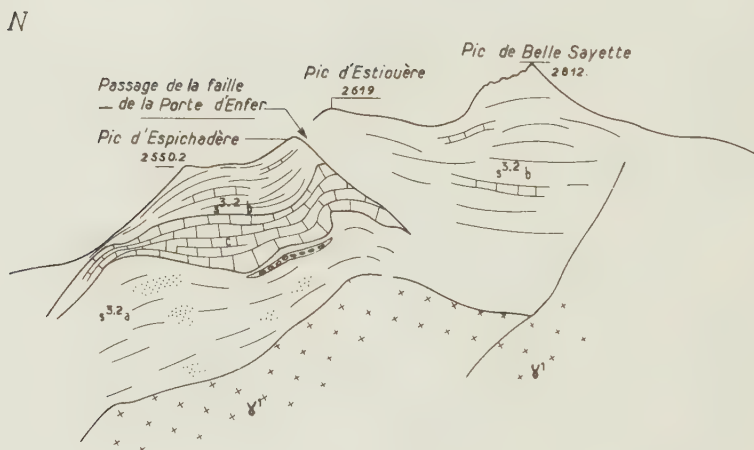


PROFIL E

TRACÉ PERPENDICULAIREMENT A LA CRÊTE DE COUARTAOU
(à l'Ouest du lac de Caillaouas).

- Synclinal du Couartaou.
- Faille de Caillaouas.
- Faille de Pouchergues.

Echelle 1/40 000



PROFIL F

TRACÉ SELON LE VERSANT EST DE LA VALLÉE DE LOURON
à la latitude de la Centrale de Tramezaygues.

- Anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère.

Deux profils en « coulisse » se relayant à la hauteur
du pic d'Estiouère (2 629 m) et du pic d'Espichadère (2 550 m).

Echelle 1/40 000

sant que ces cassures obéissaient au même régime de plissement que les terrains sédimentaires; elles paraissent se répartir en deux groupes : des cassures redressées et en majorité parallèles au contact inférieur du granite, et des cassures peu inclinées, à pendage nord, grossièrement parallèles aux enclaves et, localement, aux replats de la surface topographique. Ces deux groupes constituent un réseau de diaclases remarquable sur le terrain, une troisième série de diaclases verticales de direction N-S venant s'y adjoindre. Ils ont été signalés notamment par J. P. DESTOMBES et E. RAGUIN (1948).

Le profil montre enfin l'aspect remarquable des niveaux calcaires qui affleurent en rive droite du lac d'Oô. Ont été cartographiés comme calcaires l'ensemble des niveaux calcaires et des niveaux de quartzites associés. On note le passage rapide de couches horizontales à des couches redressées parallèlement aux formations sus-jacentes, et en même temps, leur diminution d'épaisseur. Le profil ne fait que traduire le fait que ces niveaux redressés sont amincis dans leur ensemble par suite de la perte, d'origine tectonique, d'une fraction de calcaire qui entrerait primitivement dans leur constitution (« mobilité de flux »). Au contraire, lorsqu'ils sont demeurés horizontaux, ils ont leur épaisseur normale, qui varie entre 50 et 100 m, et prennent même un aspect quelque peu « boursofflé ». Cette disparition du constituant calcaire des niveaux est de même nature que celle qui affecte les niveaux du col Sadagouaux, à l'Ouest du lac d'Oô, mais sur le flanc nord de l'anticlinal.

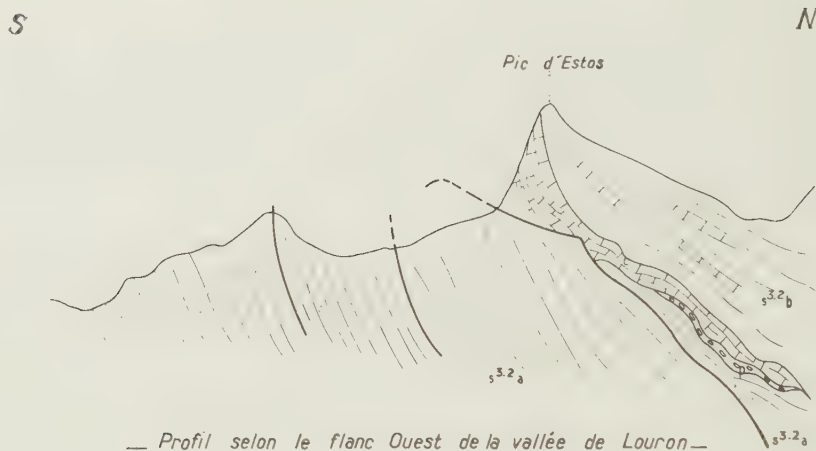
2) Profils C et D.

Ces deux profils ont été établis en tenant compte de l'existence d'axes de plissement divers. Le profil D, exécuté transversalement à la crête frontière, est sensiblement perpendiculaire à un axe de plissement de direction moyenne N 110° E, plongeant d'environ 10° vers l'Est. Cet axe est celui qui a été utilisé pour la construction du profil. Le profil C, dont la direction fait avec le Nord géographique un angle de 35°, vers l'Est, est construit partiellement avec un axe de plissement horizontal orienté N 120° E (région d'Aygues Tortes), et partiellement à partir d'un axe de direction N 130° E et plongeant de 20° vers l'Est. Il est donc sensiblement perpendiculaire à ces deux axes. Plus au Nord, il n'y a pas lieu de chercher à déterminer un axe de plissement éventuel dans les enclaves du granite du Lys-Caillaouas. Néanmoins, on remarque que les enclaves dont la foliation et les limites sont verticales présentent la direction N 100 à 110° E. Le profil est donc ici oblique sur la direction de l'axe et présente des pendages apparents inférieurs à la réalité, notamment dans le cas de la limite inférieure du granite. Les enclaves sont figurées schématiquement sur cette coupe.

Les profils C et D montrent que la plupart des failles, au moins au voisinage de la surface topographique, sont verticales ou très redressées. Notons que la faille des lacs de Consaterre, qui passe au pied du pic d'Aygues Tortes, n'a pas été construite, les tracés obtenus étant aberrants. Cette faille n'obéit vraisemblablement pas aux axes de plissements des massifs environnants, utilisés dans la construction des profils.

3) Profil E.

Ce profil dont le tracé fait un angle de 30° avec le Nord géographique, traverse la crête de Couartaou vers son extrémité ouest. L'axe de plissement utilisé pour la construction de la coupe est dirigé N 132° E, avec un plongement de 20° vers l'Est.

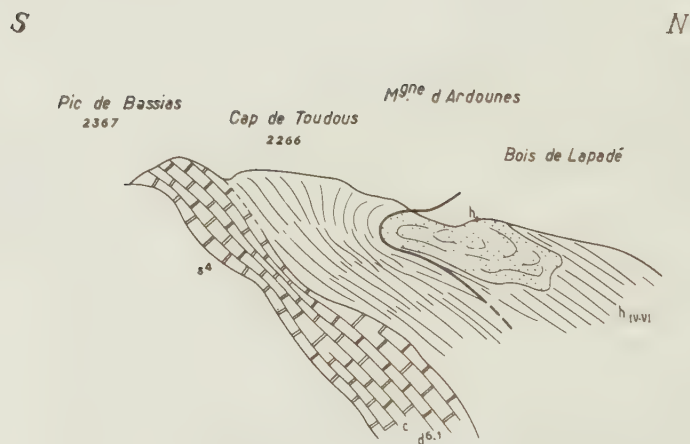


PROFIL G

TRACÉ SELON LE VERSANT OUEST
DE LA VALLÉE DE LOURON
par le pic d'Estos (2 803 m).

- Chevauchement du pic d'Aret.
- Faille de Caillaouas.
- Faille de Consaterre.

Echelle 1/40 000



PROFIL H

TRACÉ SELON LE VERSANT OUEST
DE LA VALLÉE DE LOURON
par le pic de Bassias (2 367 m).

- Bassin westphalien du bois de Lapadé.

Echelle 1/40 000

Le profil donne une représentation du « synclinal du Couartaou », et notamment du niveau repère des conglomérats. Mais le fait le plus important qui ressort de la construction est que le *flanc nord du vallon de Caillaouas et le flanc nord du vallon de Pouchergues sont des surfaces structurales*. On constate en effet que les surfaces de mouvement des deux failles passant au fond de ces vallées, loin d'être redressées comme elles le sont au Sud-Est, ainsi qu'en témoigne le profil C, se trouvent rigoureusement dans le prolongement des surfaces topographiques en question. Nous avons déjà fait allusion à ce fait (p. 191), qui n'apparaît dans le paysage que si l'on se place sous un certain angle de vue et avec un certain recul. Pratiquement, il faut se trouver au sommet du pic d'Estos ou sur son arête ouest pour le voir (photo de la page de garde). D'autre part, vers le Nord-Ouest, les mêmes surfaces sont de nouveau verticales, mais avec une direction N 120 à 130° E. *L'inclinaison de ces surfaces, toute locale, peut être attribuée au mouvement d'inflexion qui a présidé à ce changement de direction ou « virgation de Lassoula ».*

4) Profil F.

Il est composé de deux profils disposés en « profils-coulisse » (WEGMANN, 1929), dirigés N 170° E. L'axe de plissement horizontal est E-W. La construction met à profit la forte dénivellation de la vallée de la Neste de Louron. Entre les deux profils qui suivent des lignes de crête passe la faille de la Porte d'Enfer, qui a la même orientation que ceux-ci et ne peut donc y être représentée. Deux faits ressortent de cette coupe : d'une part, la concordance approximative des couches et des limites du batholite granitique, et d'autre part, les replis accessoires du niveau calcaire, et son laminage relatif lorsqu'il prend une certaine inclinaison. Ici, comme dans les profils A et B, la mobilité du constituant calcaire de ce niveau a joué son rôle.

5) Profil G.

Le tracé de ce profil, symétrique du précédent, est orienté suivant la ligne de crête à l'Ouest de la vallée de la Neste de Louron. Il passe par le pic d'Estos et le cap de Bassias et fait un angle de 5° vers l'Est avec le Nord géographique. La partie nord du profil a été construite à partir d'un axe dirigé N 110° E et plongeant de 20° vers l'Ouest. La partie sud, à partir d'un axe horizontal dirigé N 130° E. Ces deux axes sont ceux qui intéressent respectivement la couverture du batholite granitique de Tramezaygues, dont un niveau calcaire ordovicien se redresse pour former la face sud du pic d'Estos, et les terrains cambriens de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes affleurant ici dans la vallée de la Pez.

Le niveau calcaire présente un pendage constant vers le Nord. A l'affleurement, on constate qu'il a subi dans son ensemble un étirement avec fragmentation des bancs purement calcaires. La face sud du pic d'Estos est constituée d'une masse relativement épaisse de calcaires et de quartzites.

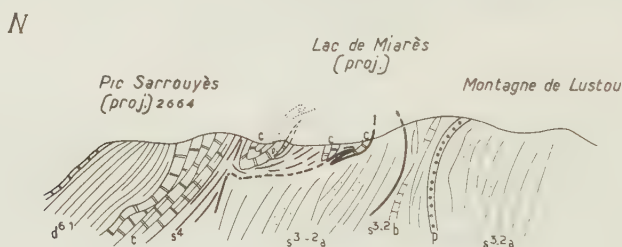
Une faille, qui passe par ailleurs à la centrale de Tramezaygues et dans les profonds ravins au Sud-Est de celle-ci, sépare les formations du pic d'Estos de celles de la vallée de la Pez. Dans la vallée de la Pez passent deux failles redressées, la faille du lac de Caillaouas, au Nord, et la faille de Consaterre au Sud. Elles apparaissent comme étant légèrement plus inclinées sur le profil que selon leur ligne de plus grande pente, car l'axe de projection n'est pas perpendiculaire au plan du profil mais fait avec celui-ci un angle de 50°.

6) Profil H.

Son tracé fait un angle de 15° vers l'Ouest avec le Nord géographique. Il passe aussi par la ligne de crête à l'Ouest de la vallée de la Neste de Louron. Il va du cap de Bassias au col de Peyrefite. Un axe horizontal de direction E-W a servi à la construction.

Le profil montre le pendage vers le Nord de la dalle calcaire de la base du Dévonien et ses variations d'épaisseur. Comme pour la même assise du profil A, plusieurs niveaux calcaires séparés par des schistes et des quartzites devraient être cartographiés. Le profil montre également le synclinal westphalien du bois de Lapadé, au flanc méridional renversé. Le Westphalien est là discordant sur le Dévonien et le Dinantien. Les contours de ce profil suggèrent la remarque d'ordre cinématique suivante : le passage des couches normales du flanc sud du synclinal westphalien aux couches renversées dessine une sorte de bourrelet, séparé des niveaux calcaires dévoniens par une masse de schistes noirs dévoniens et dinantiens. Or, à la hauteur du bourrelet, se creuse une dépression dans les niveaux calcaires dévoniens. Il est aisé d'imaginer une déformation consistant en une constriction au sein de l'assise calcaire, ayant eu lieu au moment du plissement du synclinal formant bourrelet. Mais on peut dire aussi que la présence du synclinal, préalablement plissé, est responsable de cette constriction, au cours d'un mouvement ultérieur des calcaires. Un peu plus au Sud, les calcaires ordoviciens du pic d'Estos montrent eux aussi la manifestation de mouvements.

On peut chercher à établir la relation, d'une part entre ces mouvements, ceux qui ont donné lieu à la formation de Lourtiga, ceux des failles, et d'autre part les mouvements d'ensemble tels que celui du chevauchement de Gèdre-Gavarnie qui, passant par le pic d'Aret, se termine au pied du pic d'Estos. Cette relation sera discutée à l'occasion de l'essai de reconstitution de l'histoire structurale de la région (3^e partie).



Coupe le long de la crête de Bassiouente

PROFIL J

TRACÉ SELON UNE DIRECTION N-S
ET PASSANT PAR LE REPLAT STRUCTURAL DES LACS DE MIARÈS.

- Chevauchement du pic d'Aret.
- Faille de Caillaouas.

Echelle 1/40 000

C. — LES CALCAIRES LUBRIFIANTS

Le levé de carte géologique conduit à définir des unités tectoniques. Le détail de leurs relations ne peut parfois recevoir d'interprétation sans le secours de l'analyse structurale. Il en est ainsi des relations entre les grès verts westphaliens du sommet de Pène Nère, et les schistes et calcaires dévoniens du Cap de Pales et du Cap des Hittes, telles que les exprime la coupe schématique de la croupe reliant ces deux sommets. On ne peut, en effet, expliquer

par une érosion anté-westphalienne la forme de la surface de contact entre le Dévonien et le Carbonifère (pointillés, fig. 40).

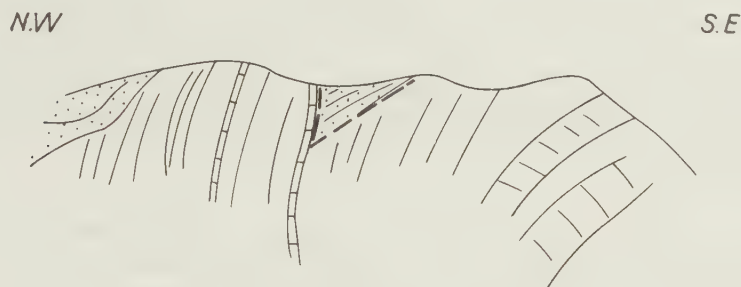


FIG. 40

Calcaires lubrifiants, formant surface de contact tectonique entre Dévonien et Carbonifère, sous le cap de Pales.

Les différentes observations sur la mobilité de flux nous conduisent à considérer la lame calcaire située au Nord des grès comme ayant joué le rôle d'un lubrifiant, au cours d'un déplacement relatif de compartiments identique à celui qui se serait produit de part et d'autre des lèvres d'une faille.

La matière de cette lame est totalement exempte de traces d'éléments siliceux. En outre, on peut constater grâce aux photographies aériennes, que son épaisseur de quelques mètres est remarquablement constante.

On peut multiplier les exemples de déformations en grand facilitées par la présence de calcaires jouant le rôle de lubrifiant. Le renversement du flanc méridional du bassin westphalien du bois de Lapadé est facilité par un décollement des grès verts par rapport aux schistes et quartzites dévoniens au niveau d'une mince couche calcaire, séparant les deux formations de façon identique à celle du sommet de Pène Nère. Les deux calcaires sont d'ailleurs peut-être dans le prolongement l'un de l'autre.

Un cas tout aussi spectaculaire est celui de la faille de la Porte d'Enfer, qui part du lac de Caillaouas, passe au col dit de la Porte de Caillaouas entre le pic des Cortalets et le pic de Belle Sayette, puis atteint le pic d'Estiouère en traversant plusieurs hauts vallons dominant au Sud-Est la dépression de la centrale de Tramezaygues. Au passage de chacun des contreforts séparant ces vallons successifs, le tracé de la faille peut être repéré par la présence de calcaires finement délités parallèlement à la direction de l'accident et formant une lame à faces parallèles ou une lentille de 1 à 2 dm d'épaisseur, et dans une disposition comparable, par celle d'une brèche à éléments de quartzite et ciment de sidérose. On peut voir cette brèche, ainsi que des calcaires, le long de l'accident, en des points éloignés les uns des autres de quelques centaines de mètres, ce qui donne une idée de l'ordre de grandeur des déplacements subis par ces matériaux. Il n'y a aucun rapport entre la direction des couches de part et d'autre de la faille et celle du calcaire et de la sidérose qui jalonnent celle-ci. On peut même se demander à quelle distance des affleurements ainsi reconnus se trouvent les niveaux sédimentaires dont est originaire le calcaire, car on ne peut les mettre en évidence nulle part au voisinage de l'accident.

Au voisinage de la faille de la Porte de Caillaouas, on observe la présence d'un calcaire dans une position tout aussi extraordinaire : ce calcaire affecte la forme d'une lame épaisse de 5 m environ,

limitée par des surfaces planes et verticales, de part et d'autre desquelles on trouve le *granite porphyroïde du Lys-Caillaouas*. L'observation est des plus nettes. En effet, la lame calcaire, dirigée NW-SE, est perpendiculaire à un éperon rocheux dominant au Nord le lac de Caillaouas ($X = 446,5$, $Y = 49,2$); elle détermine dans cet éperon une dépression dessinant un col de part et d'autre duquel partent des couloirs en pente, dont la dénivellation est de l'ordre d'une cinquantaine de mètres. On constate qu'en tous les points le calcaire est délimité parallèlement à ses limites formées par le granite (photo 4, pl. XI). *Il ne renferme pas la moindre trace de minéraux de métamorphisme*. Le niveau d'origine du calcaire, qui a évidemment été amené dans sa position actuelle après la mise en place du granite, est probablement assez proche. En effet, l'affleurement est situé au voisinage de la limite occidentale du massif, qui se trouve être au contact des schistes et quartzites à éléments calcaires ordoviciens.

Nous avons déjà mentionné la présence de calcaires passant à des brèches tectoniques au lieu-dit « Brèche des Spijeoles ». Il s'agit ici encore du remplissage d'une faille, qui n'est autre que la faille du ravin de Caillaouas. Ici, les calcaires renferment des blocs de quartzites anguleux, de taille variable, manifestement véhiculés par le calcaire au cours de son déplacement. Mais cette faille est située au cœur du massif granitique du Lys-Caillaouas. On peut chercher l'origine du calcaire dans les enclaves calcomagnésiennes, qui sont plus nombreuses dans la région méridionale du massif, au Sud de la faille du ravin de Caillaouas.

On peut enfin observer ici et là, au sein de schistes ou de quartzites, des brèches tectoniques à éléments anguleux de quartzites et ciment de calcite et de sidérose. Ces brèches affleurent en général sur quelques décimètres d'épaisseur. Elles sont discontinues, ce qui s'explique par leur mode de mise en place. On note de telles formations, d'Ouest en Est, sur les pentes situées à l'Est des granges de Moudang, à la limite sud du replat structural du pic d'Estos, au Sud du cap de Hounts Secs. Au voisinage de tous ces points, la cartographie a mis en évidence la présence de failles, dont certaines ont très probablement un *mouvement tangentiel*.

Dans le vallon de Sadagouaux a été mis en évidence le déplacement de la quasi-totalité du calcaire appartenant à un niveau ordovicien, depuis ce niveau jusqu'à des fissures perpendiculaires situées à peu de distance. *On a là, par suite de circonstances favorables, la preuve visible, à l'affleurement, des qualités de mobilité des calcaires qui remplissent les failles, et l'explication de leur origine.*

D. — RÉCAPITULATION

Les traces de déformations qui peuvent être mises en évidence dans la région étudiée, à l'échelle du 1/20 000, par les méthodes de l'analyse structurale, plus spécialement dans les sédiments, sont les suivantes :

- a) *déplacement du calcaire sur des distances pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres, avec remplissage plus ou moins complet des espaces situés entre les lèvres des failles, dont le mouvement peut être facilité comme par un lubrifiant*. Les remplissages peuvent être observés dans toute la région étudiée.
- b) *enregistrement de certains mouvements par les niveaux calcaires peu déformés : contractions, dépressions ou renflements, laminages et étirements de ces niveaux peuvent être mis en relation avec des mouvements tectoniques d'ensemble des séries qui les renferment, et concourir à la reconstitution cinématique de ceux-ci*. Ces déformations témoins sont particulièrement évidentes dans la vallée de la Neste de Louron, où se termine le chevauchement de Gèdre-Gavarnie, et non

loin de laquelle se produit une importante modification de la structure de l'anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère.

- c) *variations d'inclinaison des failles aux environs de Lassoula, en relation avec un important changement de direction de celle-ci.* Des considérations basées sur l'analyse à l'affleurement des zones striées et des zones boudinées montrent d'ailleurs que des *mouvements longitudinaux* ont affecté ces failles, et ont été enregistrés dans les formations voisines, notamment à l'occasion de ce changement de direction.

CHAPITRE III

PÉTROTECTONIQUE

Sous ce nom peut être traitée l'étude des déformations dont l'examen relève des méthodes de la pétrographie, mise à part, bien entendu, l'observation de terrain. Il s'agit donc de l'étude des déformations visibles à l'œil nu et d'une « microtectonique » (DEMARY, 1942, 1954). Les deux échelles d'observation se complètent mutuellement. Aussi la description des faits observables aux deux échelles sera-t-elle faite simultanément.

A ces échelles seront examinées les traces de déformation discontinue que sont les brèches et les mylonites, les déformations par mobilité de flux des niveaux calcaires, et différentes déformations continues en relation avec l'apparition de la schistosité. Puis nous tenterons de mettre en évidence, d'après leurs traces, certaines relations chronologiques entre les déformations et la naissance de minéraux de métamorphisme dans le massif du Lys-Caillaouas ainsi que dans la région de Frédancon-Aygues Tortes.

I. LES DÉFORMATIONS DISCONTINUES

Les brèches tectoniques et les mylonites qui ont été observées sont les suivantes :

- mylonites de broyage du granite, au lac de Caillaouas, le long de la faille déterminant les vallons amont et aval;
- brèches à éléments anguleux, eux-mêmes souvent broyés, et à ciment de sidérose;
- brèches de mobilité de flux, à éléments fragmentés, de forme quelconque, souvent non broyés, à ciment de calcaire.

Les premières correspondent à des roches *laminées*, au sens donné par E. RAGUIN (1926). Elles apparaissent sur quelques mètres ou quelques dizaines de mètres d'épaisseur au voisinage de la surface de mouvement de la faille.

Dans le second cas, il arrive que la roche ait conservé, à un certain stade des mouvements, toute sa cohésion. C'est ce que manifestent les signes de déformation d'intensité comparable du ciment et des éléments de la brèche discontinue. La brèche visible à quelques dizaines de mètres au Sud du sommet du cap de Hounts Secs en est un exemple. Ses éléments, essentiellement siliceux, sont grossièrement polyédriques mais sans faces nettes. Au microscope, ils apparaissent comme étant composés d'une mosaïque de cristaux engrenés, aux contours sinueux, présentant l'extinction roulante et formant parfois inclusion dans de plus grands cristaux de même nature (photo 1, pl. XXII). Souvent, les positions d'extinction de deux plages voisines sont très peu différentes. Il y a là une analogie avec des textures observées dans le granite à deux micas de Tramezaygues qui, rappelons-le, est syntectonique. Ceci ne veut pas dire que les mêmes textures dans le granite ne puissent avoir qu'une origine tectonique. Les mêmes types de déformation, broyage, torsion et recristallisation, affectent le ciment de sidérose. Ce carbonate n'est pas en cristaux de forme définie et ne présente pas de rhomboèdres de clivage. Les contours sont, eux aussi, sinueux et engrenés. Les traces des clivages sont fines, interrompues, et non pas larges et continues à travers tout le cristal. Enfin, de nombreux cristaux présentent l'extinction roulante.

Toutes les brèches à ciment de sidérose et toutes les parties d'une même brèche ne comportent pas les mêmes modes de déformation. Souvent, les fragments de schistes et de quartzites sont intacts ou peu déformés (photo 4, pl. XIII). Des passées carbonatées déformées par mobilité de flux peuvent aussi apparaître. Elles sont généralement calcaires, la sidérose étant rarement affectée par ce mode de déformation. Le seuil de déformabilité paraît donc être différent selon les minéraux.

Cependant, on a vu que les brèches à ciment de sidérose pouvaient présenter les mêmes gisements étranges que les calcaires, qui paraissent « injectés » entre les lèvres des failles. Il semble donc que l'on doive admettre que la sidérose peut, dans certaines conditions, se déformer par « mobilité de flux », comme les calcaires, ou encore, que la formation de brèches en certains points soit favorable à la naissance de la sidérose, prenant ses éléments dans le calcaire présent au voisinage.

II. LES DÉFORMATIONS CONTINUES

Les traces de déformation continue dont l'étude à l'échelle de l'échantillon ou du microscope peut se révéler fructueuse sont surtout les manifestations des mouvements qui se sont produits lors de l'établissement de la schistosité dans les séries. A cet examen s'ajoute celui des calcaires déformés par mobilité de flux.

L'apparition de la schistosité s'accompagne de changements dans la forme des ensembles rocheux. Ceux-ci subissent une diminution d'épaisseur perpendiculairement à la direction

de la surface de clivage, et une extension selon un ou plusieurs axes de direction parallèle à cette surface (FOURMARIER, 1951b). Les déformations par mobilité de flux ont des effets plus discrets sur l'ensemble d'une série. Les traces de l'une ou l'autre déformation permettent d'utiles reconstitutions cinématiques et chronologiques.

A. — LA MOBILITÉ DE FLUX

L'examen sur l'échantillon et au microscope des déformations dues à la mobilité de flux des éléments calcaires d'un niveau à lits alternativement siliceux et calcaires, tels que ceux que nous avons rencontrés à la base du Dévonien ou dans l'Ordovicien, permet de donner l'explication de bien des dispositions observées à l'affleurement. L'étude pétrostructurale nous conduira à examiner une série d'échantillons à des stades de déformation successifs, de plus en plus avancés.

On peut se demander, comme pour le cas des brèches à ciment de sidérose, si la composition minéralogique des niveaux, et notamment la présence ou l'absence de dolomite, interviennent dans l'aptitude plus ou moins grande à la déformation des carbonates. Bien que n'ayant pas examiné la question dans le détail, l'auteur se rangera à l'avis de M. J. GOGUEL, qui a constaté la moins grande mobilité des dolomies, lesquelles renferment fréquemment des traces de micro-organismes alors que ceux-ci n'existent plus dans la calcite (com. pers.). A titre indicatif, signalons que dans une douzaine de dosages effectués sur des roches prélevées à tous les niveaux stratigraphiques, le rapport des teneurs en $\text{CO}_3 \text{Mg}$ vis-à-vis de $\text{CO}_3 \text{Ca}$ varie entre 1 et 9 pour 100. Sauf indication contraire, les termes « carbonates » ou « calcaire » seront employés comme synonymes dans ce qui va suivre.

A un premier stade, que l'on peut qualifier de normal, les niveaux calcaires, qui présentent habituellement des alternances de stratification entre bancs de quartzite et de calcaire, sont peu déformés. Au microscope, on constate que les proportions relatives d'éléments carbonatés et d'éléments siliceux varient. Certains lits calcaires sont constitués presque exclusivement de cristaux de calcite, avec un peu de séricite et quelques cristaux de quartz. D'autres lits, à aspect de calcaire, présentant notamment la patine vacuolaire caractéristique, mais de dureté supérieure à la moyenne, sont constitués d'un mélange en proportions égales de grains de quartz de 1/10 mm environ et de calcite cimentant ces grains. Certains échantillons contiennent en outre de l'augite, dont la présence est à attribuer au métamorphisme de contact des granites du Lys-Caillaouas et doit être considérée comme accidentelle vis-à-vis du phénomène qui nous intéresse. Enfin, des lits siliceux, mis en relief par l'érosion, présentent une faible proportion de carbonates.

A un stade plus avancé, on observe presque toujours un *aplatissement* des cristaux de carbonates. Il en est ainsi dans les cas fréquemment observés où les lits siliceux ont été fragmentés, soit par broyage aux environs d'une faille, ou encore lors de l'établissement d'un clivage schisteux oblique par rapport à la stratification. Les cristaux sont alors, d'une façon générale, aplatis parallèlement aux limites des éléments siliceux. L'arrangement de ces cristaux aplatis souligne souvent la forme extérieure de ces éléments, de même qu'à l'échelle de l'échantillon, des lits plus ou moins clairs soulignent la mobilité de flux du calcaire ayant plus ou moins contourné les fragments siliceux.

A un stade très avancé, les cristaux de carbonates apparaissent plus ou moins noyés dans une masse riche en séricite et en quartz. Les proportions relatives des lits calcaires par rapport aux lits siliceux sont modifiées, le constituant calcaire ayant en partie quitté la roche. Les cristaux de carbonates sont encore aplatis, et lorsqu'ils sont assez nombreux, leur disposition forme des alignements plus ou moins sinusoïdaux qui contournent des nids de forme amygdalaire constitués de cristaux de quartz minuscules groupés en mosaïque. Les carbonates eux-mêmes peuvent former des grains groupés en amygdales (photo 2, pl. XXII). La patine vacuolaire, particulièrement développée à ces derniers stades, est riche en oxydes de fer (limonite), ainsi qu'en quartz et en séricite.

A un stade ultime, d'ailleurs fréquemment observé en position stratigraphique normale, la roche est totalement dépourvue de carbonates. Cependant, la trace des lits calcaires demeure, présentant la patine brune et vacuolaire caractéristique, et elle est souvent différente de la schistosité qui s'est établie ultérieurement sous la forme de zones ou de lits. Au microscope, on voit que la patine est riche en séricite et en limonite.

L'apparition de la schistosité dans un niveau calcaire entraîne la déformation des lits calcaires par mobilité de flux, mais aussi, dans une large mesure, la déformation des lits siliceux. C'est ce que mettent en évidence la fig. 36, la photo 4, pl. IX, et la photo 3, pl. X. Cette déformation des lits siliceux est concevable, sans que l'on ait à faire appel à des phénomènes généralisés de cristallisation du quartz, dans le cas où les lits siliceux présentent une appréciable proportion de séricite, par rapport au quartz. Il en est ainsi dans les affleurements où le phénomène a été observé, et notamment dans les vallons de Hourgade et de Néré.

L'application du principe de Riecke paraît devoir être faite pour expliquer l'arrangement des cristaux aplatis de calcaire (GOGUEL, 1952, p. 48). On peut l'évoquer, au voisinage, des lits siliceux dont les calcaires épousent les fragments. On peut aussi le faire lorsqu'on constate (photo 3, pl. XXII) que l'aplatissement des cristaux de calcite est commun à tous les cristaux de l'échantillon, et a lieu selon un plan oblique par rapport à la stratification. Dans l'échantillon ayant fourni la lame mince photographiée, la stratification est parallèle à l'alignement des nids amphiboliques nés au sein du calcaire.

Dans tous les niveaux calcaires, on observe des recrystallisations de calcite, soit dans des fissures, soit sous forme d'amygdales. La calcite se présente en grands cristaux, parfois isolés. Les déformations que manifestent la torsion des plans de clivage et l'extinction roulante sont fréquentes.

Les conditions physiques mises en jeu dans les expériences de GRIGGS (1940) donnent une image valable des conditions géodynamiques ayant présidé à la déformation. Une bibliographie sur ce genre d'expériences est donnée par TURNER (1953).

B. — L'ÉTIREMENT DES CONGLOMÉRATS INFRA-ORDOVICIENS

Dans tous les affleurements, les galets de ces conglomérats, constitués par des quartzites blancs et purs, sont allongés parallèlement les uns aux autres. Le ciment présente une schistosité parallèle à celle des schistes encaissants et les manifestations de l'étirement de l'ensemble sont de deux ordres :

a) **Morphoscopie** : a, b et c étant respectivement la longueur, la largeur et l'épaisseur d'un galet, on a fréquemment $b \neq c$ et la valeur des rapports a/b et a/c peut être considérée comme anormalement élevée pour des quartzites homogènes. Ces rapports relevés sur une cinquantaine de galets examinés en 9 affleurements différents, dans la vallée de Rioumajou, varient entre 3 et 4,65 (cf. ZINGG, 1935).

b) **Examen du ciment** : La limite entre le quartzite des galets et le ciment de séricitoschistes est toujours nette. On constate cependant l'existence d'une « queue » schisteuse qui présente en section la forme d'une pointe lancéolée qu'il est impossible de séparer mécaniquement de la matière du galet. Dans le détail, le microscope révèle une limite parfaitement nette entre les plages de quartzite, formées de cristaux de 5/10 mm de diamètre, et les plages de séricitoschiste de 1/10 mm. La limite est soulignée dans les plages de schiste, par une relative abondance de séricite et de chlorite, ce dernier minéral formant des paillettes d'assez grandes dimensions (1 mm), dont la trace est allongée parallèlement au grand axe du galet. Le tracé du contour entre les deux plages n'est pas régulièrement incurvé comme on pourrait s'y attendre à la limite d'un galet, mais il forme des apophyses de forme grossièrement lancéolée, dont la pointe est dirigée parallèlement à la « queue » schisteuse formant l'extrémité du galet allongé.

Quelle est la répartition dans l'espace des axes d'allongement des galets ? L'examen systématique de l'orientation des galets étirés montre parfois un écart angulaire entre cette direction et celle de l'axe des plissements. C'est le cas dans la vallée de Rioumajou où, sur le flanc septentrional de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, l'axe d'allongement des galets fait un angle de 30 à 50° avec l'axe du plissement. Celui-ci est horizontal, alors que l'axe d'allongement plonge vers l'Ouest. Sur le flanc méridional, ces deux axes sont parallèles. Dans le pli anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère, aucun écart angulaire notable n'est à signaler entre les deux axes. La divergence partielle entre les deux axes qui se manifeste dans le Rioumajou, et qui n'obéit pas au plissement d'axe N 120° E environ qui affecte l'anticlinal Frédancon-Aygues Tortes, semble montrer l'indépendance entre l'établissement de la schistosité qui est à l'origine de l'étirement des conglomérats et le plissement de l'anticlinal. Cependant, d'autres observations, mettant nettement en évidence d'autres divergences, seraient nécessaires pour étayer une telle conclusion. Les investigations seraient donc à poursuivre au-delà de la région étudiée, qui se révèle trop limitée.

C. — LES DÉFORMATIONS CONTINUES DANS LES SÉRIES DE QUARTZITES ET DE SCHISTES PEU MÉTAMORPHIQUES

Sont considérées comme peu métamorphiques ou non métamorphiques les séries schisteuses ou schisto-quartziteuses autres que la série sous-jacente aux conglomérats infra-ordoviciens de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, la série des schistes ordoviciens au contact du granite de Bielsa, et la série de métamorphisme de contact du massif du Lys-Caillaouas. Il s'agit principalement des séricitoschistes ordoviciens, des schistes carburés, des schistes satinés ou graphiteux du Dévonien.

A l'échelle de l'échantillon, parmi de nombreuses traces de déformation observées, on mentionnera plusieurs structures interprétables. Sans parler de la disposition classique des minéraux phylliteux dans les schistes affectés de microplissement, disposition visible tout spécialement dans les schistes carburés, on trouve dans les séricitoschistes dévoniens et dinantiens toutes les manifestations aux différentes échelles de l'établissement de la schistosité. C'est ainsi que dans certains schistes satinés dévoniens, on observe de part et d'autre des cristaux de pyrite, épigénisés en limonite, des « queues » de forme lancéolée, constituées par des paillettes de chlorite. Certains de ces cristaux sont fragmentés et les espaces entre les fragments sont occupés par de la chlorite. Leur forme cristalline est la plupart du temps méconnaissable, mais ils sont allongés parallèlement à la schistosité, comme les queues de chlorite. La schistosité est soulignée par l'alignement des minéraux phylliteux, et principalement de la séricite. On rapprochera cette disposition de celle qui est observée à une autre échelle, et figurée par J. GOGUEL (1952, p. 48).

Dans les ardoises dinantiennes qui affleurent au Sud du cap des Arjoulents (anciennes ardoisières de Labach, CARALP, 1888, p. 409), on trouve certains échantillons riches en cristaux de pyrite épigénisés en limonite, qui apparaissent en relief sur les faces de clivage. Sur l'un des côtés du cristal lui-même, on observe un minuscule renflement de la surface de clivage, ayant la forme d'un cône dont la base est occupée par le cristal. C'est, en réalité, la moitié d'un cône, car l'espace symétrique par rapport au cristal est occupé par une dépression de même forme (fig. 41).

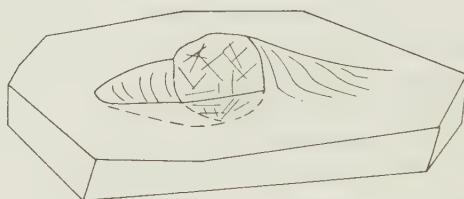


FIG. 41
Pyrite épigénisée en limonite avec « shadow structure ».
Labach de Cazaux.

Au microscope, on constate la présence de séricite, en lamelles empilées, dont la trace est parallèle à celle du clivage schisteux. Cette structure est la manifestation, au cours de l'établissement de la schistosité, d'un mouvement différentiel des masses rocheuses de part et d'autre de la surface de clivage considérée, parallèlement à l'axe des demi-cônes.

Telle est du moins l'interprétation que l'on peut en donner par comparaison avec les observations de RENARD (1882, 1883) et de A. HEIM (1921).

L'axe des cônes définit la direction du mouvement selon les surfaces parallèles au clivage schisteux (axe a, B. SANDER, 1930, axe x, W. SCHMIDT, 1932).

Les échantillons d'ardoise n'ont malheureusement pas été trouvés en place et il n'a pas été possible d'établir l'orientation et le sens relatif de ce mouvement par rapport aux unités structurales.

Les cristaux de pyrite épigénisée en limonite, avec queues de chlorite, sont également fréquents dans les schistes noirs dévoniens riches en matières carbonneuses.

Dans les schistes, on observe également des amygdales d'étirement que l'on peut attribuer aux processus d'établissement de la schistosité. Ces amygdales ont un à deux millimètres de long, 1/10 à 1/2 mm d'épaisseur. Elles sont constituées de quartz à extinction roulante, ou encore, à extinction normale. Le quartz se présente sous l'aspect d'une mosaïque de cristaux, dont les contours sont réguliers dans le cas d'extinction roulante, ou sinueux, engrenés ou formant cassure esquilleuse dans le cas d'extinction normale. L'une de ces amygdales correspond à un micro-décrochement affectant aussi les minéraux phylliteux. On peut constater que l'extinction roulante du quartz est consécutive à une torsion au sein de l'amygdale, d'axe identique à celui des lèvres de ce micro-décrochement. Dans d'autres cas comparables (fig. 1, pl. XXIII), on peut sans hésiter attribuer la déformation du quartz des amygdales, parfaitement symétriques, aux mouvements dus à la naissance de la schistosité.

A côté des traces de déformation dont le mécanisme peut être expliqué par la naissance de la schistosité, existent des traces issues d'un mécanisme identique, mais relevant de phénomènes différents. Elles se présentent dans les masses schisteuses sous l'aspect de structures en forme de cigares, de quelques centimètres à quelques décimètres de long, allongés suivant l'horizontale et observables à la base des séries chevauchantes ou charriées. On peut probablement leur attribuer le rôle qu'auraient joué des rouleaux à la partie inférieure d'une masse se déplaçant sur un ensemble fixe. On ne peut les observer qu'à la faveur d'affleurements exceptionnellement fissurés par l'érosion, car ils sont empâtés dans une masse schisteuse de même nature que la leur.

Ces rouleaux ont été notamment observés sur le replat du haut Rioumajou sur l'itinéraire du port d'Ourdissetou, à plusieurs centaines de mètres de celui-ci. Ils sont là formés par des schistes carburés gothlandiens, sériciteux, et la direction de leur axe est sensiblement E-W, c'est-à-dire perpendiculaire à la direction qui peut être attribuée au mouvement du chevauchement du pic d'Ourdissetou et de la Punta Suelsa. Leur longueur peut atteindre 30 cm.

Des « rouleaux » de 10 cm, dans des schistes sériciteux, ont été également observés, à la surface de dalles dévoniennes vers le pène Izardère, c'est-à-dire aux environs des lieux où l'on peut considérer que se termine vers l'Est le chevauchement du pic d'Aret.

Dans les deux cas, seule la partie supérieure de la structure présente une forme cylindrique. La partie inférieure est en général cohérente avec l'ensemble rocheux et présente la forme d'une gouttière à cassure irrégulière. Il semble que la présence de séricite ou de graphite facilite la formation de ces structures au sein d'une masse schisteuse.

La déformation ayant donné naissance à ces « rouleaux » paraît bien correspondre à une rotation d'une partie de la matière du schiste autour de leur axe (axe b, SANDER, 1930).

L'échantillon figuré grandeur nature par la photographie 4, pl. XXV, a été scié selon deux traits, de sorte que ses extrémités effilées sont invisibles.

III. LES DÉFORMATIONS EN PRÉSENCE DES MINÉRAUX DE MÉTAMORPHISME

Il y a lieu de séparer l'examen de l'auréole de métamorphisme du granite porphyroïde du Lys et celui de ce que l'on peut qualifier de « série » de Frédancon-Aygues Tortes. Les schistes à minéraux géants et les quartzites observés au cœur du pli anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes correspondent en effet pratiquement à une série de terrains sous-jacents au niveau des conglomérats infra-ordoviciens.

A. — LES DÉFORMATIONS DANS L'AURÉOLE DU MASSIF DU LYS-CAILLAOUAS

1) Auréole du massif de Tramezaygues.

Les quartzites micacés et les micaschistes qui forment la couverture du massif granitique de Tramezaygues présentent une stratification et une foliation concordantes avec la limite supérieure en forme de dôme du massif, la stratification étant soulignée par les alternances lithologiques. Sur quelques centaines de mètres d'épaisseur, les micaschistes prennent une teinte noirâtre dans la masse et un aspect lustré, qui proviennent notamment de l'abondance des micas. Ils renferment également, mais en proportions habituellement minimes, de la sillimanite et de l'andalousite. La sillimanite forme des touffes aplaties selon les surfaces de foliation, les lamelles de biotite et de muscovite étant également orientées de la même façon. Les touffes de sillimanite sont espacées les unes des autres de quelques millimètres.

Le granite fin à deux micas peut être considéré comme syntectonique. L'étude pétrostructurale a montré qu'il s'était formé dans des conditions géodynamiques telles que les minéraux se sont trouvés orientés selon des positions structurales déterminées par la forme générale des unités préexistantes : micas en lamelles grossièrement parallèles aux épontes et soulignant une texture orientée, orientation des axes optiques du quartz en conformité avec cette texture, etc...

Certains des schistes encaissants présentent des traces de déformation qui paraissent être contemporaines du développement de minéraux de métamorphisme. On peut rechercher dans cette particularité une analogie avec celles que montrent certaines des textures observables dans le granite, et selon lesquelles la déformation de certains minéraux paraît bien être contemporaine de la naissance de minéraux cardinaux de la roche (plagioclases).

Les relations géométriques entre les minéraux des formations de schistes micacés encaissant le granite de Tramezaygues peuvent être étudiées en particulier sur certains échantillons

prélevés en rive gauche de la Neste de Louron. Le micaschiste renferme quartz, biotite, muscovite, andalousite, sillimanite, et quelques petits feldspaths totalement damouritisés. La biotite se présente, au microscope, dans la moitié des cristaux, sous la forme de paillettes, *plissotées* d'une façon très particulière telle que l'on observe un aspect de « marches d'escalier » (fig. 42, photo 2, pl. XXIII).

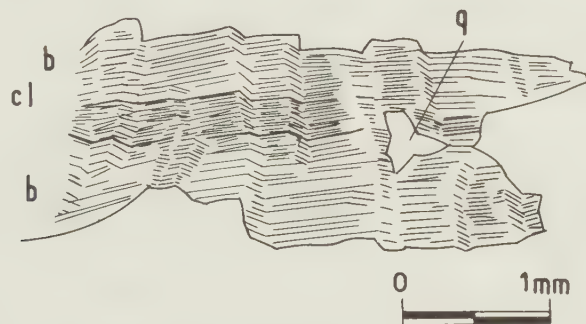


FIG. 42

Déformation d'un cristal de biotite. Auréole du massif de Tramezaygues.

- b) biotite
- cl) chlorite
- q) quartz à extinction roulante

Tous les constituants du cristal sont affectés par cette déformation : clivages, axes optiques, chacune des deux faces de ces « marches d'escalier » ayant une position d'extinction propre, et minéraux d'altération (chlorite). Des cristaux de biotite affectés de ce type de déformation ont été figurés par B. SANDER (1930) qui leur attribue un caractère *postcristallin* (in KNOPF et INGERSON, 1938, p. 108). La déformation entraîne ici une diminution de la longueur totale du cristal perpendiculairement à l'axe des plissotements. Cette diminution correspond à la somme des diminutions dues à chaque « marche d'escalier ». Si l'on cherche les traces d'un vide aux extrémités des cristaux ainsi déformés, vide occupé par un autre minéral né au cours de la déformation, on peut très souvent attribuer la présence de sillimanite à un tel phénomène. En effet, des aiguilles recourbées occupent souvent les extrémités des cristaux de biotite déformés. Elles sont d'abord situées dans le prolongement des traces des clivages puis, à quelque distance du cristal, sont toutes recourbées dans le même sens. D'autres aiguilles, en touffes volumineuses, apparaissent d'ailleurs comme étant liées à des cristaux de biotite qu'elles traversent. Les touffes en isolent les fragments. La naissance de la sillimanite paraît, dans le premier cas du moins, être contemporaine des déformations observées dans la biotite.

Les variations de la forme extérieure de la biotite, qu'implique la déformation, n'ont laissé aucune trace dans les minéraux voisins. En particulier, dans les échantillons présentant la déformation « en escalier » de la biotite, les cristaux de quartz ne sont jamais déformés par torsion, sauf dans le cas où ils se trouvent en inclusion dans la biotite : c'est le seul cas où l'on observe l'extinction roulante (fig. 42). Par contre, les figures de corrosion par le quartz sont nombreuses autour des cristaux de biotite en escalier, comme d'ailleurs autour de cristaux normaux ou autour de cristaux chloritisés et déformés par simple érosion. On observe notamment la présence de cristaux de 1/2 mm formant une mosaïque dans les mailles de laquelle sont disséminés des fragments de cristal de biotite, ayant même position d'extinction, et parfois des contours situés dans le prolongement les uns des autres le long de la trace d'un

clivage (photo 4, pl. XIX). Parfois, le cristal n'est pas complètement compartimenté. La photographie 6 de la planche XVIII montre un exemple de textures de ce type, dans laquelle la « corrosion » est peu avancée. Comme dans le granite à deux micas, on observe aussi la présence de cristaux à bords denticulés, engrenés les uns dans les autres et d'inclusions de quartz de forme globuleuse dans du quartz ou d'autres minéraux. Tous ces caractères conduisent à attribuer à la naissance du quartz de corrosion au cours de la déformation, la compensation, au moins partielle, des variations de forme de la biotite en escalier. Dans la mesure où l'on peut, comme dans le cas du granite à deux micas, considérer ce quartz comme contemporain de la naissance de cette roche, il y a simultanée avec la déformation de la biotite.

On peut chercher d'autres relations de simultanéité entre les déformations, la naissance du quartz de corrosion et celle de la sillimanite. Dans d'autres échantillons de schistes micacés, le quartz se présente sous deux aspects. D'une part, on observe de grands cristaux de 1-2 mm à contours engrenés présentant des figures de corrosion avec les autres minéraux, ne renfermant jamais de sillimanite, mais affectés de fissures intragranulaires dont la trace est sensiblement parallèle à celle des axes des plis en « marche d'escalier » de la biotite (fig. 6, pl. XXIV). Remarquons que les cristaux de biotite dont la trace est parallèle à ces fissures ne sont pas déformés. D'autre part, le quartz montre des cristaux plus petits (1-10 mm), en quantité supérieure à celle des grands cristaux. Ces petits cristaux ne présentent pas de fractures, mais sont bourrés dans toute leur masse de sillimanite en aiguilles, touffes et nids très abondants.

Dans la mesure où le parallélisme des axes des plis de la biotite et des traces des fissures peut être considéré comme révélateur du synchronisme des deux déformations, on peut être conduit à tirer des conclusions opposées aux précédentes. On peut, en effet, supposer que la sillimanite est antérieure au quartz fissuré qui ne contient aucune trace de ce minéral, alors que le quartz en petits cristaux non fissurés le renferme en abondance. La déformation serait elle-même postérieure au métamorphisme.

Une observation complémentaire nous conduit à admettre la simultanéité de la naissance de ces grands cristaux de quartz et des fibres de sillimanite : à la limite en forme de dents de scie entre certains des grands cristaux fissurés de quartz, existe un faisceau serré d'aiguilles de sillimanite. Mais elles sont courtes et paraissent tronquées, et non pas longues et aciculaires comme à l'habitude, la direction générale de ces aiguilles étant perpendiculaire à la direction d'ensemble de la limite en dent de scie. Tout apparaît comme si la croissance de la sillimanite avait été interrompue, contrairement à l'habitude, vers le cœur des cristaux de quartz. On ne trouve jamais de fragments au sein même des grands cristaux de quartz, ce qui paraît indiquer que la sillimanite ne pouvait préexister (photo 2, pl. XVIII).

Dès lors, il semble que l'on puisse formuler l'hypothèse selon laquelle déformation des micas, naissance de la sillimanite, et naissance (et fracturation) des grands cristaux de quartz sont des phénomènes contemporains. Elle rend compte en tous cas de toutes les textures observées.

Il semble donc que dans les schistes micacés encaissants comme dans le granite à deux micas lui-même, de nombreuses particularités de texture puissent être qualifiées de *paracrystallines*.

Ajoutons que si l'on compare la texture du granite et celle des schistes micacés encaissants, on constate une ressemblance assez frappante (photos 1 à 4, pl. XIX). Dans les deux cas, le quartz est en cristaux xénomorphes, formant souvent des « gouttelettes » dans les autres

cristaux. Celles-ci sont seulement plus fréquentes dans le granite. La biotite et la muscovite soulignent une foliation, qui est d'ailleurs parallèle à la stratification ou à la schistosité. Ici peut être notée une légère différence : les micas sont fréquemment déformés par torsion dans le cas du granite (photo 2, pl. XVI, photos 3 et 4, pl. XVIII, photo 2, pl. XIX). Dans le cas des schistes micacés, ils présentent plus souvent la déformation en marches d'escalier, ou bien de simples figures de corrosion avec le quartz (photo 3, pl. XIX). Au microscope, la limite précise du schiste au granite n'est pas repérable, et aux environs des contacts, seule la présence de feldspaths en relative abondance permet de caractériser la nature d'une plage.

2) Auréole du massif de granite porphyroïde.

Des traces de mouvements continus et de mouvements discontinus sont visibles dans l'auréole. L'abondance de la biotite et de la sillimanite est très grande dans les micaschistes.

a) *Les plissements de la brèche des Spijeoles.*

Parmi les traces de mouvements continus figurent les plissements visibles dans une enclave située au Sud de la brèche des Spijeoles et contiguë à la faille du lac de Caillaouas, déjà cités.

Ces plissements sont soulignés par des alternances de feuillets micacés noirs riches en sillimanite, et de feuillets quartzeux clairs. De quelques centimètres à quelques millimètres de rayon, ils manifestent un véritable chiffonnage de la roche, sur une vingtaine de mètres d'épaisseur. Les plis sont de forme variable et souvent complexe. Les schémas de la fig. 43 en donneront une idée. On voit nettement que lors de leur formation, existait une surface selon laquelle s'orientaient préférentiellement les flancs de ces plis. Dans certains cas, on voit des plis déversés, aux deux flancs isosynclinaux; dans d'autres cas, on observe le laminage de l'un des flancs le long de cette surface. Cette surface fictive joue le rôle d'un plan axial pour ces plis, que l'on peut comparer aux plis minuscules de P. FOURMARIER (1951b) vis-à-vis d'une surface de clivage schisteux. La surface n'est cependant pas matérialisée et n'apparaît ni à l'œil nu, ni au choc du marteau comme le ferait un clivage. Sur le terrain, on observe un grossier parallélisme avec la surface de mouvement verticale de la faille du lac de Caillaouas. Les plis sont plus ou moins serrés et d'amplitude variable.

Au microscope, la surface axiale des plis n'est pas davantage matérialisée. Les lits quartzeux sont composés de cristaux en mosaïque régulière, de 2 à 3/10 mm de diamètre, parmi lesquels aucune direction d'allongement ou de fracturation préférentielle ne peut être discernée. Les paillettes de biotite, semées dans ces lits, sont orientées en tous sens. Quant aux lits riches en micas, principalement en biotite, et en sillimanite, ils présentent également des cristaux orientés indépendamment de cette surface axiale. Les paillettes de biotite sont grossièrement alignées selon la trace des feuillets plissotés. Les aiguilles de sillimanite forment des touffes alignées également le plus souvent, sur cette trace.

Ajoutons que les minéraux sont remarquablement frais et exempts de traces de recristallisation ou d'altération. Les figures de corrosion elles-mêmes sont rares. Les micas ont habituellement des contours rectilignes limités par les faces de clivage. On remarquera que ni le quartz, ni le mica ne présentent de signes de déformation. On n'observe aucun cristal à extinction roulante, aucun dérangement des surfaces de clivage de la biotite (photo 6, pl. XXII). Seules les touffes de sillimanite sont plissotées à la charnière des feuillets, et épousent par endroits, approximativement, la forme de ces charnières. Les échantillons montrent donc, au

total, une foliation soulignant des plis de forme identique à celle des plis minuscules définis par FOURMARIER, qui apparaissent lors de l'établissement de la schistosité, mais sans la moindre trace de cette dernière.



FIG. 43. — Schistes micacés plissotés, visibles immédiatement au Sud de la « brèche des Spijeoles », au contact de la faille de Caillaouas. Echantillons montrant la présence de plans axiaux fictifs et de surfaces de laminage effacées.

L'absence de signes de déformation dans les cristaux indique que les minéraux sont demeurés intacts depuis leur naissance. On peut considérer que la déformation que manifestent ces plis est précristalline (B. SANDER, 1930, in KNOPF et INGERSON, 1938, p. 108).

Nous y voyons la preuve d'un mouvement de la faille de Caillaouas relativement ancien, antérieur à une phase de granitisation du massif du Lys, au cours de laquelle seraient nés les minéraux de métamorphisme de contact actuellement observables.

On peut s'étonner de l'absence de déformations ultérieures dans ces minéraux, puisque la faille du lac de Caillaouas a joué postérieurement à la granitisation, ainsi que le prouvent les mylonites visibles au déversoir du lac et les calcaires non métamorphisés mis en place entre les lèvres granitiques ou schisto-gneissiques de la faille par suite de leur mobilité de flux. Le mécanisme lubrifiant de tels calcaires (p. 212) peut avoir joué son rôle à la brèche

des Spijeoles, de telle sorte qu'aucune déformation ne se soit produite à cet endroit dans les masses voisines des lèvres, lors des mouvements postérieurs à la granitisation.

On objectera que des mylonites existent aussi à la brèche des Spijeoles. Ceci montre simplement que les conditions géodynamiques de naissance des mylonites et celles de l'apparition de textures paracristallines ou postcristallines dans des schistes cristallins sont totalement différentes.

Les plissements sont d'ailleurs accompagnés çà et là du boudinage de filons de quartz, ce qui paraît indiquer, si les deux déformations sont contemporaines, qu'elles se sont effectuées sous une charge statique importante.

Par ailleurs, certains plis présentent des interfoliations de filonets de pegmatite. On observe aussi des veinules traversant les culminations axiales des plis, ou encore, suivant le trajet des décrochements ou des laminages qui apparaissent à cette échelle (photo 5, pl. XI). Cette disposition suggère que la formation de cette pegmatite est, elle aussi, post-tectonique, ou peut-être syntectonique.

Remarquons que les cas où l'on n'observe pas de figures de corrosion par le quartz sont rares parmi les enclaves ou l'auréole du massif de granite porphyroïde. Rappelons que l'on constate presque toujours la présence de quartz en inclusions de forme arrondie au sein de divers autres minéraux, dont la biotite, que celle-ci ne présente pas fréquemment ses faces de clivage, mais au contraire des figures de corrosion par le quartz, qu'elle est parfois altérée en chlorite et qu'elle passe souvent à la sillimanite. Mais on n'y rencontre pas fréquemment de traces de déformation telles que torsion des lamelles des micas, extinctions roulantes, etc...

b) La fissuration des micaschistes.

La crête de Couartaou et les vallons sont caractérisés par la présence de diaclases planes, remarquables par leurs grandes dimensions et leur répétition régulière (voir p. 181, photo 1, pl. XIV et photo 5, pl. XV).

Ces diaclases, orientées N 55° E en moyenne, affectent les schistes et les quartzites anté-gothlandiens. Mais elles cessent brusquement au contact du granite porphyroïde, que celui-ci se présente en masses ou en filons minces. Enfin, des masses en forme de lame de granite fin à deux micas de Tramezaygues, orientées parallèlement aux grandes diaclases, de même ordre de grandeur que celles-ci, affleurent sur le flanc sud-ouest de la crête de Couartaou. Au voisinage, de plus petites veines de granite sont disposées selon la schistosité, puis obliques par rapport à celle-ci. En certains points, notamment à quelques mètres à l'Ouest du col de Couartaou qui fait communiquer le vallon de Pouchergues avec celui de Caillaouas, cette schistosité est parallèle à la direction N 55° E.

Une schistosité de même direction, coïncidant avec les grandes diaclases, peut être observée dans la galerie hydro-électrique d'Aygues Tortes. Dans cette galerie, les grandes diaclases sont répétées tous les 20 cm environ. Elles portent un enduit chloriteux de teinte verdâtre. Au sein de la roche, qui est un quartzite compact, existe un clivage schisteux qui apparaît au choc du marteau et est également visible à l'œil nu. Cette schistosité est soulignée de deux façons. D'une part, par des lignes de fissilité le long desquelles est alignée une partie des cristaux de biotite, et d'autre part, par des traînées de sillimanite dont les fibres sont dirigées, dans le détail, parallèlement à cette schistosité (photo 3, pl. XXV).

Au microscope, la schistosité est parfaitement apparente. Elle est soulignée par les cristaux de quartz de forme aplatie et par l'orientation des lamelles de clivage de la biotite.

Notons toutefois qu'une certaine proportion de ces lamelles est orientée obliquement (photo 2, pl. XXV). La schistosité est enfin soulignée par les touffes de sillimanite qui toutes sont situées dans les plans de clivage schisteux. Elles y dessinent grossièrement des croix, ainsi que le montrent les lames minces taillées parallèlement à ces plans.

On observe fréquemment des relations géométriques entre la biotite et la sillimanite qui paraissent témoigner du passage réactionnel de l'une à l'autre, et ceci est visible aussi bien parmi les cristaux de biotite obliques sur la schistosité que parmi ceux qui sont dans les surfaces de clivage. Dans tous les cas, la sillimanite forme des touffes aplaties dans les surfaces de clivage. Il semble que l'on doive interpréter ces textures en admettant l'antériorité du clivage schisteux par rapport à la naissance de la sillimanite. Une schistosité de fracture affectant notamment les plus gros cristaux de quartz (3 à 5/10 mm) comparable à celle de l'auréole du granite à deux micas apparaît également. Sur le terrain, elle correspond à des facettes verticales perpendiculaires aux grandes diaclases de ces fissures.

Il existe peut-être une relation génétique entre les grandes diaclases à remplissage chloriteux et les plans de clivage schisteux à remplissage de mica et de sillimanite, surfaces qui sont remarquablement parallèles entre elles. On peut alors penser que le granite porphyroïde, qui recoupe les grandes diaclases et dont les minéraux de métamorphisme de contact (sillimanite) occupent les fissures de clivage schisteux, est postérieur à la naissance de ces grandes diaclases et de ces fissures.

B. — LES DÉFORMATIONS DANS LA SÉRIE DE FRÉDANCON-AYGUES TORTES

Les déformations les plus remarquables sont sans doute celles qui ont accompagné la naissance de la schistosité dans cette série. Parmi elles, on remarquera celles qui interfèrent avec d'autres types de déformation et permettent d'établir une chronologie relative.

1) Les niveaux à lits amphiboliques.

Il s'agit, en premier lieu, des niveaux calcaireux transformés en niveaux à lits amphiboliques. On doit s'attendre à trouver dans ces niveaux des figures comparables à celles que l'on observe dans l'auréole et les enclaves du massif du Lys. Dans la majorité des cas, ces lits sont parallèles aux limites stratigraphiques. C'est notamment le cas dans le flanc nord de l'anticlinal au Nord de Frédancon, où les lentilles amphiboliques affleurent dans cette disposition au pied du col de Lustou. Il se trouve que dans cette région, la schistosité concorde avec la stratification. L'alignement des nids amphiboliques, observés au sein d'un galet de conglomérat au Sud-Est du pont Soubiron, permet d'observer la même relation. Par contre, dans la région de la Pez, toujours dans le flanc nord de l'anticlinal, mais au Nord de la faille des lacs de Consaterre, dans une région où l'on peut constater que les mouvements tectoniques se sont fait sentir avec intensité, les lits amphiboliques sont déformés par l'établissement d'une schistosité oblique par rapport à la stratification. Il en est de même dans la région du cirque de Batoua (photo 3, pl. XXII).

Les lits amphiboliques dessinent à l'échelle de l'échantillon de véritables plis minuscules (FOURMARIER, 1952a). Selon P. FOURMARIER, les plis minuscules « proviennent du chiffonnage par écrasement sur la tranche d'une bande résistante, parallèle à la direction de pression », la

roche environnante prenant la schistosité normale. Le plan de schistosité est orienté comme un plan axial vis-à-vis de ces plis. Leurs flancs sont minces par rapport aux charnières (photo 6, pl. XXV). Mais dans le cas des deux formations en présence, lits siliceux amphiboliques et quartzites schisteux présentent évidemment une aptitude à la déformation identique, alors que tel n'est pas le cas dans les plis minuscules, selon la définition de P. FOURMARIER : le matériel plissé est généralement de nature purement siliceuse, tandis que les schistes encaissants renferment une proportion appréciable de minéraux phylliteux. On est donc conduit à penser que les plis se sont établis dans des conditions telles que les formations en présence ne présentaient pas le même coefficient de plasticité. Si nous supposons que ces conditions étaient celles qui régnaient avant le métamorphisme, la formation la plus déformable était alors le calcaire dont on peut penser que les lits amphiboliques sont la réplique. Le cas observé ici ne serait donc pas l'homologue rigoureux d'un pli minuscule, car la roche la plus déformable serait la roche plissée et non la roche schistifiée.

La mobilité de flux des calcaires, lorsque s'établit la schistosité, donne à ceux-ci une plasticité relativement grande. On pourrait donc s'attendre à voir des flancs de plis beaucoup plus laminés que ceux que l'on observe. Cette anomalie apparente peut être expliquée par le fait que la roche schistifiée est ici constituée par une alternance de lits de quartzite et de lits micacés. La roche, riche en quartz à l'origine, s'est sans doute peu déformée, et sa nature a, dans une certaine mesure, déterminé une limite inférieure à l'amincissement consécutif à la schistosité.

Remarquons que dans des niveaux non métamorphiques, il n'a pas été observé de relations comparables à celles-ci entre schistes ou quartzites d'une part, et calcaires d'autre part. Mais cette lacune est peut-être due aux limites trop étroites de notre champ d'investigation. Dans les formations observées, on doit conclure à l'antériorité de la déformation par rapport au métamorphisme, dans la mesure où le lit amphibolique plissé est l'homologue exact d'un ancien lit calcaire, homologie qui paraît très vraisemblable.

2) Les schistes à minéraux géants.

Ces schistes sont particulièrement propices à l'examen des relations spatiales entre les cristaux géants d'andalousite, de biotite, de staurotide, et les traces de déformation, en particulier l'apparition de la schistosité.

On peut considérer qu'à côté des quartzites, la série de Frédancon-Aygues Tortes comporte trois types principaux de schistes, les schistes noirs à chialtolite, les schistes satinés à staurotide, les schistes à biotite en prismes. Le premier type montre toujours des roches de teinte noire à reflets grisâtres, et présente presque toujours des traces de microplissement. La présence de chialtolite est fréquente, mais la staurotide s'y rencontre parfois (photo 5, pl. XXV). Les schistes satinés à staurotide, de teinte grise, à reflets métalliques, correspondent sans doute à la même roche exempte de microplissement.

a) Les déformations dans les schistes à chialtolite.

Ces schistes montrent fréquemment le passage du microplissement caractéristique à la présence de plusieurs surfaces de schistosité. Nous en prendrons pour exemple des schistes à chialtolite que l'on peut observer dans des blocs d'éboulis baignés par le torrent de Rioumajou à quelques centaines de mètres en amont du pont Soubiron. De ces blocs, on peut extraire des fragments du type de l'échantillon 144, sur lequel trois de ces surfaces sont visibles (surfaces 1, 2 et 3, photo 1, pl. XXV).

Sur chacune des surfaces apparaissent les traces des deux autres, sous la forme de minuscules décrochements ou de microplis dessinant un quadrillage losangique. Au microscope, ce quadrillage est souligné par des traînées de lamelles de séricite alignées selon plusieurs directions préférentielles, dont deux particulièrement nettes. Ce sont les traces sur la lame des surfaces de clivage schisteux. On constate en outre, dans les amygdales déterminées par l'intersection de ces traînées, la présence de magnétite abondante ainsi que de cristaux de quartz minuscules, dont une grande proportion présente une extinction roulante prononcée, comparable à celle qu'offrent les amygdales d'étirement de certains schistes (photo 1, pl. XXIII). Cette déformation doit évidemment être attribuée à l'apparition de la triple schistosité.

Or, nous constatons que deux des faces des cristaux de chiastolite sont grossièrement parallèles à deux des surfaces de clivage. Sur la photographie, on peut voir que les faces du cristal de gauche sont parallèles aux surfaces 1 et 2, et celles du cristal de droite, aux surfaces 1 et 3. Cette dernière paraît d'ailleurs s'infléchir de telle sorte que la constriction que l'on observe dans l'individu de droite se trouve dans le prolongement de la surface 3 telle qu'elle apparaît sur la partie gauche de la figure.

Ces relations géométriques et cinématiques offrent plus qu'une simple coïncidence. Il semble que l'on puisse envisager la simultanéité d'une déformation par extension déterminée par le jeu des trois surfaces de clivage schisteux, et de la naissance de l'andalousite, dont les caractères géométriques sont symétriques vis-à-vis de ces trois surfaces, qu'il s'agisse des surfaces cristallines ou des constriction des cristaux. Il resterait à rendre compte du jeu simultané de trois surfaces de clivage schisteux diversement orientées. Notons que l'on se trouve, en fait, dans la zone à microplissement de P. FOURMARIER (1951b), zone normalement plus profonde que la zone à schistosité de flux, où des conditions géodynamiques appropriées peuvent exister.

Des conclusions pourraient probablement être tirées de l'examen systématique de l'orientation de l'andalousite dans les différentes parties de l'anticlinal, de façon analogue à celles de P. HUPÉ (1951), qui établit par cette méthode des relations de simultanéité entre le paroxysme hercynien et la formation d'andalousite liée aux migmatites. Mais dans le pli de Frédancon-Aygues Tortes, le laminage des cristaux d'andalousite, très fréquent en dehors du cas des échantillons précédemment décrits, indique que les déformations ont eu lieu postérieurement à leur naissance. Ces déformations paraissent liées au jeu de la schistosité de flux, car les cristaux d'andalousite sont très fréquemment aplatis selon les surfaces de clivage schisteux, et présentent, à cette occasion, un découpage en tronçons réunis par des cloisons micacées, analogue au fractionnement des Bélemnites par extension figurées par A. HEIM (1921). Dans ce cas, les cristaux sont plus ou moins damouritisés, alors que les cristaux non déformés ne le sont jamais (photos 1 et 5, pl. XXV).

b) *L'examen des textures.*

L'examen au microscope révèle des traces de déformations précristallines et post-cristallines.

Vis-à-vis de l'andalousite, l'établissement de la schistosité paraît être une déformation précristalline. C'est du moins ce que suggèrent les contours de cristaux d'andalousite dans certaines sections (échantillon 133). On observe de grands cristaux de chiastolite (plusieurs millimètres) aux contours découpés, anastomosés et dessinant même des îlots à contours sinueux isolés de la masse principale du cristal, mais de commune position d'extinction avec celle-ci. Un agrégat quartzo-micacé, en cristaux de 1/100 mm, aplatis selon la schistosité,

occupe les espaces ainsi découpés entre les fragments, ainsi que des inclusions au sein de la chialstolite (photo 6, pl. XXIII).

Dans le même échantillon, on constate la présence de chialstolite en petits cristaux à formes propres (1/10 mm) dont la trace de la face *p* suit sensiblement la trace du clivage schisteux. Les cristaux aplatis du quartz de l'agrégat forment des inclusions qui n'occupent d'ailleurs que la périphérie des chialstolites (photo 3, pl. XXI). Celles-ci sont développées également dans de grands cristaux de biotite et même à cheval sur leur limite (photo 5, pl. XXIII).

Dans un autre cas, on observe des cristaux lamellaires de biotite et de muscovite, de petite taille (5/100 mm) en inclusions disséminées dans l'andalousite. Ces cristaux ont la même orientation générale que les cristaux des plages extérieures à l'andalousite, qui marquent la trace de la schistosité. Les positions d'extinction sont variées, mais voisines les unes des autres (photo 4, pl. XXIII). Cet aspect suggère que le développement de l'andalousite a eu lieu sans déranger un arrangement préexistant des micas. Cela est encore plus vraisemblable lorsque l'on voit les inclusions sensiblement parallèles de la biotite dans deux cristaux d'andalousite voisins, mais de positions d'extinction différentes, comme dans la section photographiée.

Dans l'auréole de métamorphisme du Lys-Caillaouas, on observe la présence de petits cristaux de chialstolite, de 5 mm à 2 cm de long. Ils sont répartis dans les schistes ordoviciens encaissants, allongés dans les surfaces de schistosité et orientés en tous sens dans ces surfaces. Ils caractérisent aussi bien l'auréole du granite à deux micas que celle du granite porphyroïde.

Dans les schistes de la série de Frédancon-Aygues Tortes, les chialstolites appartiennent à trois ordres de grandeur : des cristaux géants, dont la longueur peut atteindre 10 cm, de petits cristaux comparables aux précédents et de minuscules cristaux n'apparaissant nettement qu'au microscope.

Les schistes carburés, non loin du granite de Bielsa-Troumouze-Gavarnie, présentent de petits cristaux de chialstolite, de quelques millimètres de long.

Sauf, semble-t-il, les cristaux microscopiques de la seconde série, tous les types ci-dessus se présentent par endroits sous la forme de cristaux laminés dans les surfaces de schistosité et transformés en damourite. Les minéraux géants sont même les plus fréquemment aplatis et tronçonnés (fig. 5, pl. XXV). Ils ne se présentent qu'exceptionnellement en prismes (fig. 1, pl. XXV). Quant aux cristaux de l'auréole du massif du Lys-Caillaouas, ils sont tous laminés. D'une façon générale, c'est dans toute la région située à l'Est de la vallée de la Neste de Luron que l'on observe le développement de ce laminage et de cette altération (photo 8, pl. XXIV).

Vis-à-vis de la staurotide, les déformations paraissent être post-cristallines ou para-cristallines. La staurotide ne présente jamais de laminage ni d'altération. Géométriquement, la schistosité contourne les cristaux. Une surface de clivage porte habituellement en creux l'empreinte visible à l'œil nu des arêtes *h'* des cristaux (photo 1, pl. XXI). Il existe des types intermédiaires entre ces schistes et les schistes à prismes de biotite. Dans ces roches, on observe au microscope l'inflexion de la schistosité à l'approche des cristaux de staurotide (photo 3, pl. XXIII) ainsi que la déformation par plissement des cristaux de biotite (photo 2, pl. XXIII). Cette dernière déformation est manifestement post-cristalline, car non seulement elle affecte la matière même de la biotite, mais encore des lits dessinés par les cristaux de quartz minuscules et aplatis, parallèles à la schistosité et formant des guirlandes d'inclusions dans la biotite. Les axes des plissements de la biotite sont en général perpendiculaires à la

trace des clivages, et les plis sont d'autant plus marqués que leur direction se rapproche de celle de la schistosité. On peut considérer qu'il s'agit là de deux manifestations d'une même déformation d'ensemble. Notons que l'on observe aussi (photo 5, pl. XXIII) des cristaux de biotite en prismes non déformés, tels que la trace des faces *m* soit parallèle à la schistosité soulignée par les guirlandes de grains de quartz.

On observe enfin que, dans la matière schisteuse comme dans certains des minéraux des schistes à biotite de la série de Frédancon-Aygues Tortes, le développement de minuscules cristaux de quartz (1/100 mm) aplatis et alignés parallèlement à la schistosité, éloignés les uns des autres de quelques centièmes de millimètres, est absolument général. Ces cristaux existent aussi au sein de la staurotide et dans les lits quartzomiacés du schiste. De plus grands cristaux de quartz (1/10 mm) sont observables au contact de cristaux de biotite en prismes, déformés ou non. Ils sont en général accolés aux faces dont la trace forme un angle supérieur à 45° avec la schistosité. Deux de leurs limites sont rectilignes et perpendiculaires à la trace de la face de la biotite à laquelle ils sont accolés, la troisième a la forme de dents de scie. Ces cristaux de quartz jouent un rôle analogue à celui des « queues » de chlorite que l'on observe au contact des cristaux de pyrite des schistes dinantiens ou encore, aux « queues » de quartz figurées par HARKER (1939) dans des conditions comparables. On voit au-delà de ces grands cristaux le passage continu à des cristaux plus petits et aplatis, du type des petits cristaux ci-dessus. Ajoutons qu'à l'approche de certaines faces des cristaux de staurotide, les alignements de petits cristaux de quartz et de séricite sont déviés de manière à prendre une direction perpendiculaire à celle de la face du cristal. S'agit-il d'une déformation pré-cristalline vis-à-vis des inclusions, et post-cristalline vis-à-vis de la staurotide ? Par analogie avec les exemples donnés par KNOPF et INGERSON (1938, p. 109), on peut le penser. Par ailleurs, certains cristaux de staurotide présentent des alignements incurvés d'inclusions de quartz et de micas, qui leur donnent l'aspect de minéraux déformés par torsion. La position d'extinction est bien délimitée. Ce type de cristaux est habituellement considéré comme « ayant subi une rotation pendant la croissance » (HARKER, 1939, p. 221). Il s'agit sans doute d'une texture analogue à celle des « pinwheel garnets », révélant une déformation para-cristalline. Si cette éventualité se révélait exacte, on devrait conclure à la simultanéité de la naissance de la staurotide et de celle des cristaux de quartz, alignés selon la schistosité à l'extérieur de la staurotide et en inclusions dans celle-ci. La staurotide serait contemporaine de la schistosité.

Au total, il semble que des relations chronologiques simples ne puissent être dégagées de l'examen microscopique des schistes de la série de Frédancon-Aygues Tortes, puisque la staurotide et la biotite paraissent contemporaines des déformations, peut-être antérieures à celles-ci, tandis que l'andalousite paraît postérieure. Avec E. B. KNOPF et E. INGERSON, on peut penser : « All deductions about the relation of the differential movement to crystallization in the polymineral crystalline schists must be related to specific minerals. If the deformation is paracrystalline with respect to one mineral and precrystalline with respect to another, it means that, considered as a whole, the fabric has been formed under such conditions that crystallization and differential movement went hand in hand ». C'est-à-dire qu'il n'est pas interdit d'envisager que les textures observées témoignent de la simultanéité des déformations et de la naissance des cristaux.

GRANITE A DEUX MICAS DE TRAMEZAYGUES

Diagrammes de contours pour les axes optiques du quartz. 300 mesures environ.
Contours pour : 0-1 %, 1-2 %, 2-4 %, 4-5 % et sup. à 5 %.

La surface de foliation est prise pour référence.

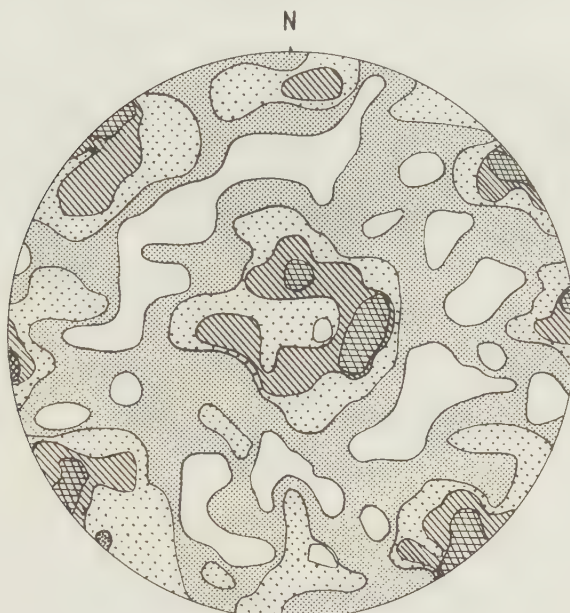


FIG. 44

Ech. 1136. Sud de la plaine d'Artiguelongue.

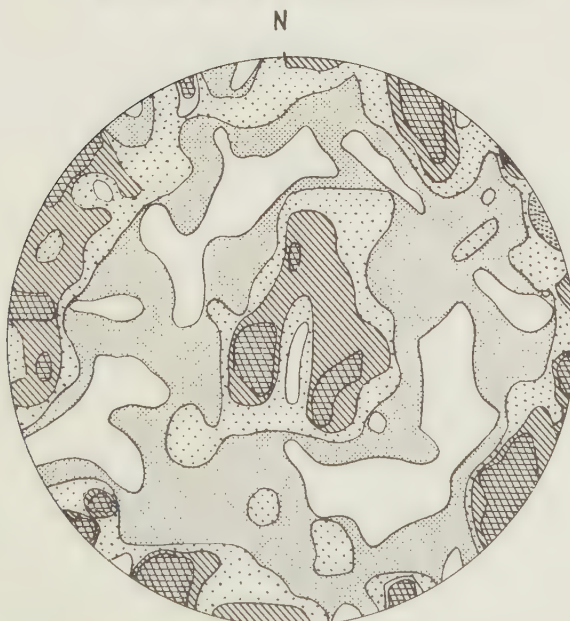


FIG. 45

Ech. 1163. Verrou de faille au Nord de la Centrale de Tramezaygues.



FIG. 46
Ech. 1138. Nord de la Centrale de Tramezaygues.



FIG. 47
Ech. 1345. Nord de la Centrale de Tramezaygues.

IV. PÉTROFABRIQUE

Quatre échantillons ont été prélevés en des points remarquables dans le dôme granitique de Tramezaygues. L'examen de l'orientation des axes optiques des cristaux de quartz a été effectué à l'aide de la platine universelle par les techniques classiques dans le but de rechercher si une texture orientée existait pour les cristaux de quartz comme pour les micas (fig. 44 à 47), la demi-sphère de référence étant la demi-sphère supérieure.

TROISIÈME PARTIE

GÉOLOGIE STRUCTURALE

A. — LES TÉMOINS CHRONOLOGIQUES

Nous rappellerons tout d'abord brièvement la succession des témoins chronologiques qui ont été mis en évidence au cours de ce travail, et qui vont nous permettre de jalonner l'histoire structurale de la région.

A un niveau relativement bas de l'Ordovicien, le premier de ces témoins est constitué par les conglomérats qui affleurent sur les deux flancs de l'anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère, ainsi que dans le pli de Frédancon-Aygues Tortes. Peut-être ces conglomérats représentent-ils l'extrême base de l'Ordovicien (p. 40), et sont-ils le signe de mouvements tectoniques à rapporter à la phrase sarde de l'orogénèse calédonienne. Mais aucune discordance angulaire n'a été mise en évidence, ce qui nous conduit à penser que ces mouvements auraient eu une amplitude assez limitée. Rappelons qu'en certains points de la chaîne, CARALP signale une discordance sous les poudingues quartzeux, qu'il place d'ailleurs entre le Cambrien inférieur et le Cambrien moyen, que DALLONI estime que ces poudingues, pour lui ordoviciens, sont révélateurs de mouvements de relèvement ayant favorisé le régime néritique du Caradoc, et qu'enfin E. RAGUIN (1946) a découvert des roches éruptives ordoviciennes.

Que penser de la variation de facies brusque et uniforme, à la fin de l'Ordovicien, le Caradoc étant caractérisé par un facies néritique associé au « poudingue à billes », et souvent représenté ailleurs par des schistes bigarrés (DALLONI, *op. cit.*, p. 49). Peut-être doit-on voir là, à la suite de certains auteurs (CARRINGTON DE COSTA, 1952, trad. esp. 1953) la répercussion de mouvements tectoniques. Notons que dans l'Est de la chaîne, le Gothlandien prend un facies gréseux bariolé (ROUSSEL, 1893, p. 103-115) très comparable à certains facies du Permo-Trias germanique.

Retenons l'éventualité de l'analogie des conditions paléogéographiques au Caradoc et au Viséen. Dans les deux cas, une étude détaillée à l'échelle de toute la chaîne s'impose.

Les contours d'une terre émergée lors des mouvements bretons ont été mis en évidence pour la première fois par la découverte de niveaux détritiques grossiers, également associés à des schistes bigarrés, sur la côte d'une île suivant l'axe de la chaîne. Nous n'avons pas tranché la question de savoir si ces mouvements s'étaient produits dès le début du Tournaisien ou à la fin de cet âge. Ils ont d'ailleurs été précédés par des mouvements épirogéniques dont l'effet consiste en des variations de facies du Nord vers le Sud, dès le Dévonien, et notamment dans la présence de facies calcaires d'une épaisseur inhabituelle à la base de l'étage ainsi que dans l'absence de calcaires griottes à l'emplacement des futures côtes dinantiennes.

Le témoin chronologique du paroxysme orogénique est constitué par une discordance, mise en évidence et cartographiée dans la partie septentrionale de la région étudiée où l'on trouve des petits bassins homologues de celui de la bande de Carbonifère continental des Monts Maudits. Cette observation permet de limiter le laps de temps pendant lequel on peut penser que se sont produits les mouvements principaux, plus qu'on ne l'a fait jusqu'à présent. Ceux-ci se sont produits, en effet, avant le dépôt des grès à éléments roulés qui sont datés du Westphalien moyen dans le rio de Escarra (p. 85), mais ils sont postérieurs à une date que l'on peut situer dans le Viséen, sans la préciser d'ailleurs davantage, l'assise des schistes à facies de Larbont n'ayant pas été subdivisée. Ce laps de temps est cependant relativement court, par rapport à celui qui était admis jusqu'à présent.

La décharge des conglomérats et brèches permo-triasiques, correspondant à un tonnage important de matériaux, ne paraît pas devoir être considérée comme le signe d'une phase orogénique paroxysmale. Les auteurs ne signalent d'ailleurs que de faibles discordances lorsque les poudingues permo-triasiques sont en contact avec un terrain quelconque postérieur au Westphalien. Au contraire, le Permo-Trias présente une discordance angulaire non négligeable avec les terrains antérieurs au Dinantien, comme c'est le cas aux environs des lacs de Miàrès, dans la région cartographiée.

Pas plus que dans les autres régions de la zone axiale pyrénéenne, il n'apparaît avec certitude, dans la région étudiée, de témoins chronologiques, entre le Permo-Trias et le Crétacé supérieur. C'est alors la transgression du Campanien, dont les calcaires à Rudistes reposent normalement sur les schistes granitisés de Gèdre, Héas et Gavarnie.

Bien qu'il ne nous ait pas été possible, malgré un examen attentif, de les mettre en évidence, ces calcaires existent dans la région étudiée, notamment sur la crête entre les vallées de Saux et de la Géla, ainsi qu'à l'Ouest des cabanes de la Géla (A. BRESSON, *op. cit.*, p. 241, 242).

L'accident de Gèdre-Gavarnie se prolonge vers l'Est, comme nous l'avons démontré, jusqu'à la vallée de la Neste de Louron, où l'on observe un repos anormal post-permo-triasique des terrains gothlandiens et dévonien sur les terrains anté-gothlandiens.

C'est sur la foi de l'existence des calcaires campaniens vers l'Ouest que l'on peut considérer ce contact anormal comme relevant de mouvements orogéniques paroxysmaux d'âge pyrénéen.

Ces mouvements ont affecté également les grandes failles qui traversent la région étudiée : failles des lacs de Caillaouas et de Pouchergues, faille de Consaterre. Nous n'avons pas mis en évidence de témoins chronologiques plus récents, comparables par exemple aux témoins tertiaires d'Aguamoix, dans le val d'Aran, étudiés par l'école de Leyden (DE SITTER, 1953a).

B. — LES GÉNÉRATIONS DE GRANITES

Le premier événement dont l'importance puisse être évaluée avec quelque rigueur est la formation des granites. Elle comprend plusieurs générations. Parmi ces générations, celle qui correspond au massif de **granite blanc à grain fin et à deux micas** est repérée avec précision par rapport aux mouvements orogéniques paroxysmaux. Elle s'est produite lors même de ces mouvements, dont témoigne le jeu des failles majeures dans la région étudiée.

Les manifestations essentielles étudiées précédemment, qui nous ont paru témoigner de ce synchronisme, sont les suivantes :

- 1) — Présence de textures cataclastiques dans les minéraux de la roche (p. 145), orientation des minéraux, micas et quartz, parallèlement aux limites des corps granitiques (p. 142 et 143), et manifestations du synchronisme des phénomènes de cataclase et de naissance du quartz et des feldspaths (p. 146).
- 2) — Présence de corps granitiques et pegmatitiques, de forme capricieuse, anastomosés et enrobant des masses schisto-gneissiques de forme non moins capricieuse, la localisation étant étroitement limitée aux zones boudinées qui apparaissent aux points d'inflexion des failles majeures, en liaison avec le mouvement de ces failles (p. 193).
- 3) — Parallélisme de certains filons de granite avec de grandes diaclases formant un système de fissures de cisaillement parallèles entre elles, très obliques par rapport aux failles majeures, et que nous considérons comme nées du mouvement différentiel de ces failles lors de leur inflexion (p. 186). On trouve d'ailleurs ces fissures en deux zones symétriques par rapport au milieu de l'arc de cercle dessiné par les failles, dans la virgation de Lassoula.

L'examen des relations géométriques entre les gisements de granite à deux micas et les unités encaissantes montre que le massif de Tramezaygues et les satellites, qui présentent les relations particulières ci-dessus avec les formations encaissantes, sont étroitement localisés dans les séries voisines de l'accident que nous avons nommé virgation de Lassoula. Dans ces séries, lors du paroxysme orogénique hercynien, se sont développés des mouvements de cisaillement, et très probablement, des mouvements d'étirement dans la masse des schistes, parallèles à ceux-ci. Ces mouvements sont contemporains de celui de l'inflexion des failles. La relation de syncinématisme exprimée par la liaison du granite avec les zones boudinées, et avec les « joints » de cisaillement à grande échelle, peut donc être étendue, semble-t-il, à l'ensemble du massif, ce qui conduit à supposer que la naissance de celui-ci est liée à la formation de la virgation.

Dans de telles conditions géodynamiques, le granite à deux micas s'est-il *mis en place* ? L'a-t-il fait par injection d'un magma, ou au contraire, les actions dynamiques développées ont-elles commandé la transformation *in situ* des schistes pré-existants ?

La comparaison des textures du granite et des micaschistes et des gneiss donne à penser que la seconde éventualité correspond à la réalité. On ne peut qu'être frappé par les analogies. En particulier dans les zones boudinées, une étroite ressemblance d'aspect microscopique existe entre le granite et les masses de gneiss ou de micaschistes (p. 226). Les rapports visibles à l'œil nu, de même que cette ressemblance, paraissent exprimer un passage réactionnel de l'une à l'autre des roches (pl. XIX).

La comparaison de la composition chimique du granite et de celle des schistes du même niveau stratigraphique, prélevés hors de la zone de métamorphisme de contact, montre une analogie frappante, à la teneur en chaux et en alcalins près. Un tel passage réactionnel n'a donc rien d'impossible.

Il semble bien que l'on puisse, en première analyse, considérer que le granite s'est formé in situ en majeure partie à partir des matériaux préexistants, à l'occasion de mouvements tectoniques liés à l'inflexion de grands accidents.

L'analogie avec les massifs granitiques du Tichka et d'Oulmès, au Maroc, étudiés par G. CHOUBERT (1947a, 1947b, 1952) est assez frappante.

Pour cet auteur (1947a), « le granite du Tichka doit être considéré comme syntectonique : il digère les plis hercyniens et a dû être mis en place à la fin du paroxysme ayant plissé le matériel primaire.

« C'est d'ailleurs le seul massif granitique situé face au grand accident sud-atlasien (limite actuelle du domaine africain) contre lequel s'est plissé le domaine atlasique. Cette situation est très suggestive : 1° dans cet endroit l'accident sud-atlasien, rectiligne partout ailleurs, s'incurve vers le N pour contourner par le fossé du N'Fis le promontoire de l'Ouzellarh; 2° la zone granitisée se superpose au faisceau méridien des plis de la Meseta, tandis que partout ailleurs les plis hercyniens sont parallèles au bord de l'Afrique; 3° la série sédimentaire (Géorgien, Cambro-Ordovicien, etc...) est ici la plus puissante (de l'ordre de 10 000 m au minimum). Toutes les conditions sont donc réunies pour que la compression tectonique venant du S (plus la surcharge) soit maximale dans cet endroit. »

Pour G. CHOUBERT, c'est une compression tectonique, dans un matériel relativement rigide, qui est à l'origine de la granitisation. Pour les autres granites post-tectoniques mis en place pendant le dernier paroxysme hercynien, des conditions comparables existaient : « chaque emplacement de massif granitique est déterminé par des conditions structurales ou lithologiques qui ont permis des surcompressions anormales » dans un matériel possédant une rigidité suffisante pour transmettre les poussées.

L'analogie avec le matériel hercynien des Pyrénées Centrales, affecté de cassures de cisaillement, est manifeste. On peut penser que celui-ci s'est formé au cours des mouvements hercyniens, dans un matériel rigide, la « compression-limite de granitisation » (LUGEON, 1930) étant atteinte. Toutefois, la rigidité n'est que relative, certaines zones ayant été déformées de façon continue, comme le montre le phénomène de boudinage. On ne peut faire état de cette qualité que relativement à une grandeur d'ordre cartographique.

Et G. Choubert ajoute (1947b) : « On connaît, dans le Maroc Oriental, dans un espace de 100 à 150 km, une dizaine de petits massifs granitiques mesurant de 1 à 100 km². Il y en a probablement autant, sinon plus, sous la couverture post-hercynienne. Or, la région est restée semi-plastique lors de l'orogénie alpine. Ces massifs ne peuvent donc avoir la forme classique des batholites ni provenir d'un réservoir commun peu profond. Tout au plus pourrait-on admettre un réservoir très profond (20 à 30 km) d'où partiraient des « colonnes-cheminées » étroites, qui aboutiraient à ces massifs. On arrive ainsi à une première conception d'une allure laccolitique de ces massifs. Or, ces granites n'écartent pas les couches à la manière des laccolites classiques, mais les « digèrent ». Il faudrait donc admettre, si on accepte les hypothèses magmatiques, un courant ascendant du magma et un courant descendant du matériel initial ou d'une partie de ce matériel, le long d'une « colonne-cheminée » plus ou moins étroite, longue de 20 à 30 km ».

Il est permis de pousser le parallélisme entre les massifs du Maroc Oriental et le massif granitique ici étudié : la parenté géochimique du granite avec les schistes encaissants, d'une part, les analogies de texture, d'autre part, conduisent à penser, comme dans les exemples cités par G. CHOUBERT, à une formation *in situ* du granite. Le dôme de Tramezaygues correspond-il à un batholite ? Rien n'est moins sûr.

Il semble d'ailleurs que l'on doive aussi rapporter à la même génération les granites formant le massif du Lys-Caillaouas proprement dit : granite porphyroïde et diorite quartzitique. Le gisement de ces granites n'a rien d'un batholite, on l'a vu.

Dans le cas de la *diorite quartzique*, le synchronisme avec les déformations majeures paraît possible. Des textures orientées sont observables (p. 155). Toutefois, aucune manifestation évidente de ce synchronisme n'a été observée. Seule une parenté de composition chimique avec les roches de la série ordovicienne encaissant la diorite quartzique suggère un

mode de formation analogue à celui du granite à deux micas. On peut penser que dans les mêmes conditions géodynamiques se sont formés le granite à deux micas, de composition voisine de celle des schistes de la série sous-jacente aux conglomérats de l'Ordovicien, et la diorite quartzique, de composition voisine de celle des schistes de la série sus-jacente à ces conglomérats (série des « schistes bleus à éléments calcaires », p. 156).

Les traces de déformation sont peu abondantes dans la diorite quartzique. Ce fait est peut-être dû à l'entrée en jeu de la mobilité de flux (p. 193) des niveaux calcaires, nombreux dans la série schisteuse correspondante. Ceux-ci ont pu intervenir dans la résolution des contraintes. Dans la série encaissant le granite à deux micas, les niveaux calcaires susceptibles d'intervenir sont insignifiants, et la résolution des contraintes a dû avoir lieu dans le granite lui-même.

La composition chimique du *granite porphyroïde* ne présente pas de parenté avec celle des échantillons des séries encaissantes, mais se présente au contraire comme intermédiaire entre celle du granite à deux micas et celle de la diorite quartzique. Nous avons noté des particularités structurales et texturales indiquant que le granite est postérieur à des traces de déformations paraissant liées au jeu des failles lors d'un mouvement paroxysmal (p. 181, 182 et 229).

On peut formuler l'hypothèse de la *naissance tardive des porphyroblastes d'orthose*, ainsi que de certains autres minéraux, dans un granite déjà formé dans les conditions précédemment étudiées. Cette hypothèse permet de rendre compte de plusieurs caractères de ce massif :

- 1) — Les « caractères intermédiaires » du massif vis-à-vis des autres granites pyrénéens (p. 138) peuvent être interprétés, et notamment la forme du gisement, anormale pour un granite du type « intrusif », inhabituelle pour un ensemble migmatitique.
- 2) — Dans les enclaves à silicates calciques, la schistosité établie préalablement au métamorphisme est parfois oblique sur la trace de l'ancienne stratification (p. 199). Le métamorphisme qui a « figé » cette schistosité oblique ne saurait être rapporté à la granitisation qui a donné naissance aux phénocristaux alignés selon les limites des enclaves stratiformes, c'est-à-dire, parallèlement à l'ancienne stratification. Cette granitisation est donc postérieure à une première phase métamorphique.

Les phénocristaux parallèles aux limites des enclaves plissées se sont formés dans des conditions comparables.

- 3) — La disposition des septa schisto-gneissiques, souvent rigoureusement alignés les uns par rapport aux autres, est parfaitement compatible avec l'hypothèse formulée ci-dessus.

Un ensemble de manifestations, dont aucune ne constitue à proprement parler une preuve, mais qui peuvent toutes être interprétées par les hypothèses exposées ci-dessus, nous conduisent à considérer la naissance des granites du massif du Lys-Caillaouas comme ayant eu lieu lors des mouvements hercyniens principaux, en des points privilégiés où les actions dynamiques étaient particulièrement intenses. Les mouvements de matière, provoqués par ces actions dynamiques, sont minimes. La naissance du granite porphyroïde paraît tardive par rapport à celle des autres massifs.

*
* *

P. HUPÉ (1951a) attribue aux massifs migmatitiques un âge hercynien. Peut-être la migmatisation est-elle même contemporaine des mouvements bretons.

Les critères géométriques tirés de l'analyse structurale de la formation des schistes à minéraux géants, qui constituent la voûte superposée au massif migmatitique de Bielsa-Héas-Gavarnie, ne permettent pas de fournir une réponse à cette question.

Par contre, la Paléogéographie a conduit à reconstituer les rivages des anciennes terres émergées au Dinantien, lors des mouvements bretons. *Il se trouve que les massifs migmatitiques sont, pour la majeure partie de leur superficie, compris dans les contours du territoire émergé (carte K).* Dans la région étudiée, le tracé des anciens rivages passe à la périphérie de l'anticlinal à grand rayon de courbure au cœur duquel affleurent les massifs cristallins (p. 133), dont le plus profond est le granite de Bielsa-Héas-Gavarnie.

Ces relations d'ordre structural apportent un argument en faveur de l'âge dinantien de la migmatisation, dans la mesure où l'on attribue à celle-ci le soulèvement de la terre qui émerge à cette époque. L'âge breton de l'émersion n'a pas été établi en toute rigueur, celle-ci étant peut-être anté-viséenne (p. 112).

Cependant, M. ROQUES et J. THIÉBAUT (1956) ont mesuré l'âge absolu des migmatites du Massif de Saint-Barthélemy. Les chiffres trouvés sont compris entre 235 et 210 millions d'années ($\pm 10\%$ d'erreur). Elles sont carbonifères si l'on se réfère à l'échelle de HOLMES (1947), et à peu près contemporaines du granite du Mayet de Montagne (Allier), post-viséen et anté-stéphanien (ROQUES, 1956).

*
**

La troisième génération est celle qui correspond aux **granites à bords circonscrits**, sécants par rapport aux plis, réputés post-tectoniques. Ils métamorphisent les grès westphaliens à éléments roulés et donnent des galets dans les conglomérats permo-triasiques (Bordères). Le massif de la Maladetta appartient à cette génération. Peut-être faut-il lui rapporter le granite porphyroïde du Lys-Caillaouas, relativement tardif par rapport au granite à deux micas et à la granodiorite.

*
**

Aucune observation ne permet de penser qu'une très grande épaisseur de terrains ait recouvert l'emplacement où se formaient les différents massifs. Il n'y a pas, dans la région étudiée, de trace d'un géosynclinal, contrairement à ce qu'avance L. U. DE SITTER pour les Pyrénées ariégeoises et garonnaises (1953b, p. 299). Tout au plus note-t-on le passage latéral, à la base du Dévonien, des schistes satinés à un facies calcaire relativement épais. Même en tenant compte de la présence de ce facies, le levé de carte montre qu'une épaisseur de terrains de l'ordre de 5 000 à 6 000 m existait au Viséen au-dessus des terrains granitisés de l'Ordovicien (profils A et B). Mais aucune surépaisseur ne se manifeste dans ces parages. ***L'explication de la formation du granite à deux micas et de la diorite quartzique du massif du Lys-Caillaouas sous une surcompression locale, d'origine tectonique, dans les conditions de charge statique relativement faible provoquées par la présence de cette couverture assez mince, paraît seule devoir être retenue.***

*
**

Dans la mesure où les relations visibles au Nord et à l'Ouest du massif du Lys-Caillaouas entre le granite et les micaschistes sous-jacents se poursuivent vers l'Est, le mode de gisement

présenté par le granite peut être considéré comme assez particulier. Le cas peut être comparé à celui des autres massifs reposant géométriquement au-dessus de formations non granitisées telles que micaschistes, calcaires, formations à silicates calciques. Plusieurs interprétations de gisements de ce type ont été proposées (S. SKJESETH et H. SØRENSEN, 1953, P. MISCH, 1949) : les unes font appel à la granitisation sélective d'horizons lithologiques privilégiés, d'autres admettent la mise en place d'un granite « allauchtone », d'allure stratoïde, le long de surfaces de charriage par exemple, puis une nouvelle granitisation *in situ* effaçant les traces de tout accident tectonique, et transgressant les limites granitisées primitivement. Dans l'exemple cité par SKJESETH et SØRENSEN « les schistes sont transformés en gneiss et granites selon leur direction et les inclusions de schiste et de calcaire dans le granite ont la même orientation que les gneiss d'origine sédimentaire environnants ». Différents signes évidents d'origine métasomatique du granite ont été observés. La granitisation a eu lieu dans des conditions correspondant à la mésozone (épidote-amphibolite-facies), conditions de métamorphisme plus intense que celles qui paraissent avoir régné dans les Pyrénées Centrales.

*
* *

Dans ce qui précède, nous avons admis sans le discuter le fait que le mouvement relatif des lèvres des failles correspondait au paroxysme orogénique hercynien. Il serait plus rigoureux de dire qu'il correspond à un *paroxysme dynamique localisé* ayant donné naissance aux granites du massif du Lys. En effet, rien n'est venu prouver que l'architecture hercynienne se soit formée en une seule fois. Nous n'avons pas la certitude que ce mouvement des failles, aux conséquences si importantes, soit rigoureusement contemporain des plissements d'ailleurs tranquilles et à grand rayon de courbure affectant la région étudiée et la zone primaire axiale en général.

C. — LE JEU DES FAILLES

Des relations peuvent être recherchées entre les accidents majeurs de la chaîne et les failles précédemment mises en cause.

Deux d'entre ces dernières, au moins, nous venons de le dire, ont participé aux mouvements orogéniques contemporains de la naissance des granites du Lys-Caillaouas. Il s'agit de la faille du lac de Caillaouas et de celle du lac de Pouchergues. Plus au Nord, la faille de la Centrale de Tramezaygues a joué un rôle comparable, la texture du granite à deux micas étant d'ailleurs par places orientée à peu près parallèlement à la surface de mouvement de cette dernière, ce qui prouve l'antériorité de cette faille, ou sa simultanéité, par rapport au granite. La faille de Consaterre (p. 123), qui traverse obliquement le pli anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes et limite, au Sud, le granite porphyroïde, a sans doute joué un rôle analogue à la même époque. Toutefois son étude géométrique s'est révélée difficile, notamment en raison de difficultés d'accès et de cartographie. Aucune certitude quant à l'âge des mouvements les plus anciens de cette faille n'a pu être acquise.

L'examen de la terminaison orientale du massif granitique du Lys-Caillaouas montre que vers l'Ouest toutes les failles dont le tracé traverse le massif granitique et notamment les trois premiers accidents cités ci-dessus, s'infléchissent vers le Nord-Ouest pour se terminer

au contact d'une faille majeure qui n'est autre que la faille de Consaterre. L'ensemble dessine une sorte d'épi.

Le tracé de cette faille majeure vers l'Est peut être suivi sur le versant espagnol parallèlement à la crête frontière jusqu'au Pas de l'Escalette, à l'Est du port de Vénasque. Elle sépare un compartiment septentrional où n'affleurent que des terrains anté-gothlandiens ou des granites, d'un compartiment méridional où affleurent le Gothlandien, le Dévonien et le Carbonifère : Gothlandien du col de Gistain, Dévonien de la Peña Blanca, Carbonifère du Plan des Etangs.

La carte géologique du Val d'Aran levée par l'Ecole de Leyden (L. U. de SITTER, *op. cit.*, p. 277) donne le tracé de la même faille au travers de la vallée de l'Artigua de Lin, puis au Sud de Viella. Au Sud de Artiès, elle semble affectée de légères discontinuités, et c'est le granite de la Maladetta qui forme sa lèvre méridionale. La faille passe au col de la Bonaïgue. A l'Est, les levés détaillés manquent. Mais comment ne pas être frappé à la lecture de la carte de M. DALLONI (1930), par la présence d'une bande rectiligne et continue de Gothlandien au sein de massifs ordoviciens, bande qui part du port de la Bonaïgue et qui n'est autre, vers l'Est, que la zone synclinale pincée de Mérens (RAGUIN, 1933c). Notons d'ailleurs que la continuité entre cet accident et l'accident de Gavarnie est affirmée par G. ASTRE (1938b).

Nous nous bornerons à admettre la continuité de l'accident de Consaterre et de celui de Mérens, ce qui nous conduit à envisager l'existence, du point de vue structural, de deux éléments constitutifs de la zone axiale, distincts sur une grande partie de la chaîne, et séparés par cet accident fondamental. L'examen de la carte géologique au 1/400 000 de M. DALLONI (*op. cit.*, 1930) montre notamment, de part et d'autre de la zone de Mérens, la présence de bandes anticlinales dont les terrains les plus profonds sont des massifs métamorphiques. Il serait intéressant de rechercher le prolongement éventuel de l'accident vers l'Ouest.

On peut en rechercher la continuation au-delà du confluent de la vallée de Moudang et de la haute Neste d'Aure, vers la limite nord du synclinal de Cauterets et de Sia, jalonnée approximativement par le contact Dévonien-Carbonifère. Disons qu'il ne s'agit là que d'une hypothèse de travail dont la vérification n'a pu être entreprise. On pourrait, encore au-delà, rechercher une continuité avec l'accident des Eaux Bonnes limitant au Nord le bassin crétacé des Eaux Chaudes.

En faveur de cette hypothèse, notons que le dessin des contours de la zone axiale, qui dessine un S dans sa partie occidentale, est parallèle au tracé ci-dessus. Nous pouvons avancer d'ailleurs que ces contours en S de l'ensemble de la partie occidentale de la zone axiale correspondent à une inflexion qui s'est manifestée dès le cycle hercynien, car elle date nécessairement de la même époque que la virgation de Lassoula (fig. 48).

Dans la région de Luz, deux ensembles anticlinaux seraient séparés par un prolongement éventuel de l'accident de Consaterre : le massif migmatitique de Gavarnie-Troumouse au Sud et les anticlinaux de Pierrefitte, de Gripp et de Conques au Nord. La région étudiée, où l'on voit la faille des lacs de Consaterre traverser obliquement le pli de Frédancon-Aygues Tortes montre cependant que les choses sont loin d'être aussi schématiques et que l'accident ne chemine pas seulement entre des massifs anciens.

Quoi qu'il en soit, nous noterons que **dès le Dinantien, la région du synclinal de Cauterets était déprimée et occupée par un bras de mer (1).** Une telle dépression paraît s'être poursuivie plus tard le long de la faille; des lambeaux-témoins permo-triasiques jalonnent l'accident ou

(1) Cf. P. HUPÉ (1951c).

ses diverticules. Ce sont d'une part, le lambeau des lacs de Miarès, découvert au cours de ce travail, situé à quelques centaines de mètres du prolongement de la faille du lac de Caillaouas, et à 2 km environ au Nord de la faille de Consaterre, et d'autre part, le lambeau décrit par L. U. de SITTER, dans la vallée d'Aguamoix, dans le haut Val d'Aran au contact même des surfaces correspondant au passage de l'accident.

La localisation de ces lambeaux-témoins au voisinage de la faille, peut être interprétée par l'hypothèse de petits bassins alignés ou même d'une gouttière continue permo-triasique — et peut-être carbonifère — dans une dépression en relation avec le jeu de l'accident dès cette époque. On voit que si l'analyse à l'échelle de l'affleurement n'a pas fourni de preuve de l'âge très ancien du jeu de la faille de Consaterre, la cartographie offre des arguments en faveur de cette hypothèse.

De même que les failles du lac de Caillaouas et du lac de Pouchergues, datant à peu près de la même époque, ont rejoué plus récemment, de même la faille de Consaterre présente les signes d'un rejeu vraisemblablement tertiaire et postérieur au chevauchement de Gèdre-Gavarnie et du pic d'Aret. Les contours cartographiques le montrent clairement, et notamment le redoublement des assises calcaires du Dévonien inférieur vers le pic d'Aret.

Mais on peut penser que des mouvements se sont produits plus récemment encore. Comment expliquer autrement la localisation, le long de la faille, des plus hauts sommets de la région, que ceux-ci soient granitiques, constitués de schistes métamorphiques ordoviciens ou de calcaires dévoniens ? Citons les pics du massif granitique du Lys, parmi lesquels le pic Perdighero (3 220 m), point culminant, le pic Schrader (3 176 m) et le pic de Lustou (3 025 m) dans les schistes infra-gothlandiens, et enfin le pic d'Aret (2 940 m) qui forme un véritable belvédère dominant de près de 250 m les pics voisins les plus élevés.

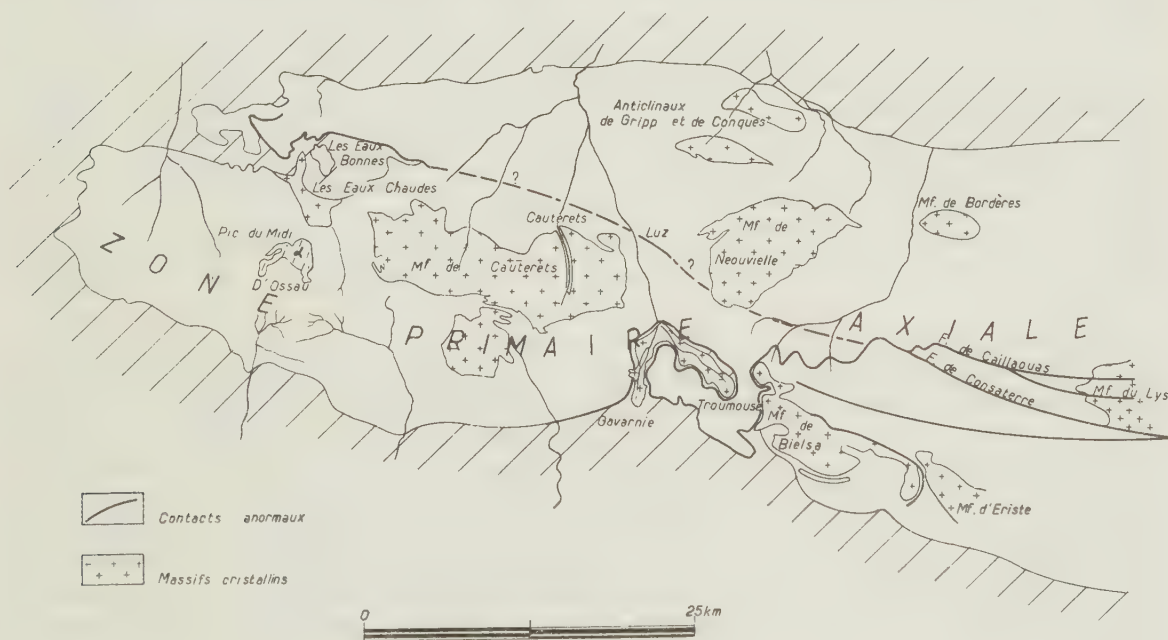


FIG. 48

Partie occidentale de la zone primaire axiale
Liaison possible entre deux ensembles d'accidents fondamentaux.

D. — APRÈS LES GRANITES

Pendant la période de surrection de la chaîne, marquée d'abord par la formation de bassins continentaux au Carbonifère, puis par celle de brèches permo-triasiques, la granitisation continue. C'est le cas du massif de la Maladetta, qui est postérieur au Westphalien (p. 136).

L'absence de tout témoin chronologique de nature géométrique jusqu'au Crétacé supérieur nous interdit toute conclusion d'ordre structural avant cette période.

Ceci ne signifie évidemment pas qu'il ne s'est rien passé. Bien des traces de déformations devraient sans doute être rapportées à cette période intermédiaire. Voici cependant l'énoncé des événements que nous pouvons considérer comme postérieurs au Crétacé supérieur.

En premier lieu, c'est le grand accident de Gèdre-Gavarnie, dont nous poursuivons le prolongement jusqu'au pic d'Estos, dominant la vallée de la Neste de Louron, et aux environs duquel se trouve le témoin de brèche permo-triasique surmonté en position anormale par le Gothlandien et le Dévonien (carte M et profil J).

Comme on pouvait le supposer (CLIN, 1956), c'est l'étude du substratum qui révèle les particularités de l'accident. Elles ont été mises en évidence au cours de l'analyse structurale. Nous allons les récapituler.

Les terrains correspondant à ce substratum présentent un comportement tectonique différent dans la région située à l'Est de la Neste de Louron et dans la région située à l'Ouest de cette même vallée. A l'Ouest, dans la région chevauchée, n'apparaissent que peu de signes de déformation en relation avec l'accident. La différence d'orientation des directions structurales entre substratum et couverture chevauchante est l'un des seuls signes nets de la présence de l'accident. A l'affleurement, l'une des manifestations de déformations est le découpage grossier des calcaires de la couverture en petits parallélipèdes à arêtes adoucies, allongés perpendiculairement à la direction N 100° E, direction moyenne du chevauchement. Ce découpage paraît d'ailleurs lié à la mobilité de flux des calcaires.

Cette qualité, ainsi que la déformabilité particulière des schistes carburés riches en graphite, a permis la lubrification de la surface de glissement de la masse chevauchante sur le substratum.

A l'Est de la vallée de Louron, les traces de déformation que l'on peut mettre en relation avec l'accident sont multiples. On est frappé par leur abondance, qui se manifeste brusquement à l'endroit où se termine le chevauchement. Toutes ces manifestations prennent une signification au sein d'un ensemble cohérent si l'on considère qu'elles se sont produites lors même du chevauchement : à l'Ouest, les terrains post-gothlandiens relativement peu inclinés glissent sur leur substratum, selon une surface lubrifiée, tandis qu'à l'Est, les mêmes terrains, redressés, sont simplement comprimés contre les terrains plus anciens avec lesquels ils concordent. On peut attribuer au massif de granite du Lys-Caillaouas ou à d'éventuelles masses migmatitiques sous-jacentes (fig. 24) le rôle d'un môle résistant. On peut supposer ainsi une avancée d'ensemble du matériel gothlandien, dévonien et même carbonifère. Le substratum lui-même peut s'être déformé de façon différente à l'Ouest et à l'Est.

On pourrait ainsi, à l'Est de la zone étudiée, attribuer le redressement des flancs faillés de l'anticlinal du lac d'Oô à ces actions de compression, tandis que l'homologue occidental de

ce pli, la montagne d'Espichadère, n'en présente pas les traces. Le rôle de la faille de la Porte d'Enfer est de séparer les deux compartiments. La formation de Lourtiga apparaît et se développe précisément là où a lieu le réajustement entre la surface lubrifiée et la région qui ne comporte pas de telles surfaces.

Cette interprétation conduit à donner un âge post-campanien à la faille de la Porte d'Enfer et à la formation de Lourtiga. Ainsi s'expliqueraient les traces de compression violente, visibles dans les niveaux calcaires des vallons de Sadagouaux, de Néré ou de Hourgade, telles que l'apparition de schistosité verticale dans des bancs obliques ou le départ presque total du constituant calcaire de certains niveaux par suite de la mobilité de flux de celui-ci. On conçoit que ces compressions aient pu être à l'origine du laminage et de l'altération des cristaux d'andalousite des schistes voisins du massif granitique, laminage et altération qui sont, rappelons-le, plus développés à l'Est qu'à l'Ouest. Les plis qui ont été attribués au « rétrécissement » de la série, parce que leurs axes sont parallèles ou perpendiculaires à la direction structurale et à la faille de la Porte d'Enfer peuvent être considérés, dans cette interprétation, comme s'étant formés lors de ces phénomènes de compression, les uns parallèlement à la « butée » constituée par le massif granitique, les autres parallèlement à la surface de mouvement de la faille de la Porte d'Enfer (p. 201).

A la limite des deux zones de comportement tectonique différent ainsi distinguées, se trouve un autre « môle » dont la présence pourrait être à l'origine d'autres effets. Il s'agit du dôme granitique de Tramezaygues. On peut considérer que c'est sa présence qui a empêché la compression vers le Sud du substratum lors de l'avancée d'ensemble du matériel gothlandien et dévonien. Aussi, les niveaux qui forment la couverture de ce petit massif ne sont-ils que modérément déformés, à l'Est notamment (profil F). A l'Ouest a été signalé (p. 196) un début de laminage avec mouvement différentiel du compartiment supérieur vers le Sud, visible dans le niveau calcaire de la montagne de Tramadits. C'est le signe du début du mouvement de chevauchement des assises gothlandiennes et dévoniennes sus-jacentes, visibles à l'affleurement sur le flanc ouest de la vallée de la Neste de Luron entre Loudenvielle et Tramezaygues. Au Nord-Est du massif, la couverture gothlandienne et dévonienne que l'on peut considérer comme étant en voie de « décollement » au-dessus du dôme granitique, se raccorde avec la bande redressée de Gothlandien et de Dévonien du Nord de l'anticlinal du lac d'Oô. Le raccordement entre les formations chevauchantes retenues contre le môle granitique et les formations comprimées et redressées a lieu au Nord de la faille de la Porte d'Enfer. Celle-ci se perd, en quelque sorte, dans une région particulièrement bouleversée qui n'est autre que la zone d'affleurement de la formation de Lourtiga.

Plus à l'Est, il n'y a plus de granite en dôme, et on n'observe que quelques filons dans les parois verticales d'érosion glaciaire qui bordent au Sud et au Sud-Ouest le lac d'Oô. C'est dans cette région que l'on observe le mieux les déplacements relatifs de formations vers le Sud, qui ont abouti à la compression dont nous avons fait état ci-dessus.

Le dôme de Tramezaygues est localisé deux fois au cours de l'histoire géologique de la région, dans une charnière structurale. Une première fois, lors même de sa formation, lorsque s'est infléchie la « virgation de Lassoula », qui n'est qu'une manifestation locale de la torsion en forme de S de la partie occidentale de la zone axiale, et une seconde fois au cours du mouvement post-campanien de chevauchement de la nappe de recouvrement de Gèdre-Gavarnie et du pic d'Aret.

Nous ne reviendrons pas sur le tracé et les mouvements post-campaniens de la faille des lacs de Consaterre, mouvements qui peuvent n'être que la répétition de déplacements hercy-

niens, si l'on en juge par les accidents annexes de l'épi de la vallée de Ramugne. Il n'est pas davantage nécessaire d'insister sur les relations probables entre cet accident et celui de Mérens. Un élément de réponse aux questions posées sur l'âge hercynien ou pyrénéen des mouvements de cet accident (JACOB, 1930, RAGUIN, 1933), est apporté par les manifestations observables sur le tracé de la faille de Consaterre et de ses satellites. Des déformations anté-tectoniques ou syntectoniques vis-à-vis du paroxysme hercynien sont visibles, notamment sous la forme de plissements pré-cristallins, dans les enclaves qui longent l'accident. Des mouvements d'âge post-hercynien, et vraisemblablement pyrénéen, laissent leur trace dans les lèbres, sous la forme de mylonites, et entre les lèbres sous la forme de lames calcaires mises en place, à n'en pas douter, sous des actions dynamiques.

Un dernier ensemble d'accidents est à attribuer à une phase d'activité orogénique postérieure aux granites et, selon toute probabilité, post-campanienne. Il s'agit des accidents en relation avec le pli synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou, et notamment vers le Sud, de la petite nappe de recouvrement du pic d'Ourdissetou et de la Punta Fulsa, composée essentiellement de schistes carburés qui forment un manteau de recouvrement jusqu'au-dessus du granite du pic Montaut. Vers l'Est, l'accident rejoint la faille de Consaterre. Le massif plissé de façon spectaculaire des Posets participe-t-il à ce chevauchement ? D'autres explorations devront le dire. Il n'est pas interdit de penser que ces plis aient pour origine pure et simple une tectonique d'écoulement de la couverture post-gothlandienne du massif granitique du Lys-Caillaouas lors de mouvements de surrection hercyniens ou post-campaniens.

E. — CONCLUSIONS

Nous sommes conduit à poser la question de l'épaisseur de la couverture sédimentaire accumulée au cours des différentes périodes orogéniques à l'emplacement de la haute chaîne. Entre le Dinantien et le Westphalien, l'épaisseur de cette couverture n'a que peu varié. Les profils permettent d'en faire la mesure avec assez de précision. Cette épaisseur était de 5 000 à 6 000 m. Si une gouttière axiale existait au Permo-Trias, les dépôts ne s'étendirent guère. Vers l'Est, la mer campanienne paraît être limitée à l'emplacement actuel de la crête entre les vallées de Saux et de La Géla.

Il semble donc qu'à aucune époque l'épaisseur des sédiments n'ait dépassé celle qui fut atteinte au Carbonifère. Par contre, nous savons qu'à l'Ouest et jusqu'à la vallée de Louron, exista une plate-forme structurale anté-permo-triasique et anté-campanienne mettant à nu les terrains anté-gothlandiens. Ceci nous donne un ordre de grandeur du soulèvement qui a débuté à la fin du Dévonien.

★ ★

Ce travail a mis en évidence un mécanisme du jeu des failles lors des mouvements hercyniens. Les mouvements longitudinaux paraissent avoir joué le rôle essentiel. Il resterait à déterminer les relations chronologiques entre les plissements et ces mouvements longitudinaux. Ces déformations sont-elles simultanées ou successives ? Le paroxysme orogénique hercynien est-il instantané, ou bien peut-on y déterminer la succession de plusieurs phénomènes ?

On peut émettre l'hypothèse selon laquelle le bombement dinantien serait corrélatif des plissements à grand rayon de courbure observés au cours de ce travail, le paroxysme orogénique correspondant seulement aux efforts de cisaillement des failles et aux granitisations.

Encore l'érection de la chaîne hercynienne paraît-elle ne pas être instantanée, puisqu'aux extrémités de la chaîne, les formations continentales sont plus récentes qu'au centre.

En ce sens, la phase hercynienne correspond à un « stade fonctionnel » de la chaîne, conforme aux définitions de M. KREJCI-GRAF (1950).

TABEAU V
*Tableau chronologique des principaux événements de l'histoire structurale
de la haute chaîne des Pyrénées centrales*

AGE	TÉMOINS STRATIGRAPHIQUES	PHASES DE STILLE	LOCALITÉS	TÉMOINS TECTONIQUES	TÉMOINS GRANITIQUES
ÉOCÈNE		Phase PYRÉNÉENNE	Pic d'Aret Haute Neste de Louron Montségú Col de la Coume de Bourg	Chevauchement de Gèdre-Gavarnie et du pic d'Aret Chevauchement du pic d'Ourdissetou et de la Punta Fulsa Plissement et compression de l'anticlinal du lac d'Oô	
CAMPANIEN	Calcaires transgressifs à Rudistes		Troumouse-Gavarnie		
	?	?	?	?	?
PERMO-TRIAS	Brèches, arkoses, Argilites, calcaires	Phase SAALIENNE	Port de Barroude Lacs de Miarès	Dépression axiales des lacs de Miarès et du Val d'Aran	Galets du granite de Bielsa
WESTPHALIEN	Bassins continentaux	Phase SUDÈTE	Bois de Lapadé et haute Neste d'Aure Les Agudes et cap de Pales Tuc Salavané et plan des Etangs	Virgation de Lassoula Faille de Consaterre ? Failles de Caillaouas et de Pouchergues	Granite de la Maladetta Granite porphyroïde du Lys-Caillaouas Granulite de Tramezaygues et diorite quartzique du lac glacé du Port d'Oô
VISÉEN	Passages latéraux à des niveaux détritiques grossiers	Mouvements BRETONS	Pène Izardère Les Agudes	Emersion d'une île axiale	Massif de Bielsa-Héas-Gavarnie
DÉVONIEN	Lacune des griottes ? Variations de facies du Nord au Sud		Montagne de Tramadits Pène Izardère (cap de Pales) Mail de Castelan Pic d'Aret Posets etc.	?	?
GOTHLANDIEN	Changement de facies	Mouvements TACONIQUES ?	Toute la chaîne	?	?
ORDOVICIEN	Poudingue à billes Conglomérats infra-ordoviciens	Phase SARDE	Anticlinal du lac d'Oô Anticlinal de Prédancon-Aygues Tortes		

APPENDICE

QUARTZITES, GRÈS, CONGLOMÉRATS

Ordovicien : au-dessus du niveau de conglomérats.

Quartzite à nids amphiboliques.

Localité	ravin aval du lac de Caillaouas, rive gauche
Echantillon	939
Texte	p. 53

Roche compacte se débitant en petites dalles de quelques centimètres d'épaisseur, à cassure grenue, de teinte verdâtre, à taches vertes. En section polie, on constate que les taches vertes sont alignées selon un plan de schistosité oblique par rapport à la stratification. Celle-ci est soulignée par la présence d'une bande de quartzite clair, moins riche en taches vertes que le reste de la roche, et parallèle aux plus grandes faces de l'échantillon. Un niveau ferrugineux la souligne également.

En plaque mince, le fond de la roche est constitué de quartz en cristaux granulaires de 2/100 mm environ.

Les deux directions de la schistosité et de la stratification, visibles macroscopiquement, apparaissent dans la forme des nids d'actinote et de zoïsite correspondant aux taches vertes. En effet, ces derniers ont souvent la forme de gerbes dans lesquelles les cristaux sont orientés selon un angle d'environ 50°, ouvert entre les deux directions (microphotos n° 2 et 3, pl. XXIV).

La direction correspondant à la schistosité est soulignée par des traînées de séricite, qui, par ailleurs, cimente le quartz, et par de petits cristaux de zoïsite et de biotite alignés, ainsi que par quelques zircons.

Quartzite à clinozoïsite.

Localité	arête nord-est du pic de Caouarrère
Echantillon	711
Texte	p. 61

Roche compacte noire, litée, à cassure esquilleuse selon ces lits, à schistosité de fracture perpendiculaire à ces lits, mise en évidence par une cassure « en escaliers ». Chacune des fractures détermine dans les lits un décrochement d'une fraction de millimètre.

Les lits sont : épais de 1 mm, noir bleuâtre, ou minces et noirs.

Quartz en cristaux engrenés de 1/10 mm, formant des lits qui alternent avec des lits de

clinozoïsite en cristaux de 2/10 mm allongés selon le litage. Augite en cristaux de même taille entourant poeciliteux les précédents.

Quartz en cristaux granulaires de 1/100 mm, développé indifféremment dans n'importe lequel des cristaux précédents.

Zircons nombreux.

Joint chloriteux aux décrochements de schistosité de fracture.

Grès à ciment calcaire (Ordovicien).

Localité	Nord du vallon de Hourgade (éboulis)
Echantillon	742
Texte	p. 47

Roche compacte à cassure esquilleuse à grenue, de teinte gris vert clair à patine brun verdâtre par altération superficielle sur 5 mm. Schistosité ou stratification soulignée à l'extérieur par érosion différentielle.

En plaque mince, cristaux granulaires de quartz (2 à 5/100 mm) très nombreux, mais isolés pour la plupart dans un ciment de grains de calcite, ou alignés selon la direction de la stratification ou de la schistosité.

Augite poeciloblastique renfermant à la fois quartz et calcite, allongée selon la trace de la stratification ou de la schistosité, ou perpendiculaire à celle-ci.

Quartzite lité.

Localité	pentons au Sud de Lassoula
Echantillon	907 a
Texte	p. 55

Echantillon de roche compacte, nettement litée, à cassure esquilleuse, sans patine, gris clair, à faces micacées brillantes.

Lits alternativement gris blanchâtre et gris violacé, de 0,5 mm d'épaisseur.

En plaque mince, présence de lits de quartz en cristaux disposés en mosaïque régulière, (2/100 mm), semés de biotite xénomorphe comblant les vides, et de lits de biotite en paillettes. Des lits sans biotite composés de grains plus gros (5/100 mm) existent également.

De la séricite est développée au voisinage des lits de biotite.

Quartzite.

Localité	vallée de Hourgade (éboulis entre 1 ^{er} et 2 ^e verrous)
Echantillon	1376
Texte	p. 47

Roche très compacte, à cassure grenue, litée, de teinte générale gris vert, laissant apparaître des lits foncés de même épaisseur. Des filonets clairs très minces, parallèles au litage, recoupent les différents lits. Taches claires, foncées, et grenats dispersés dans la masse.

En lame mince, le quartz en cristaux granulaires engrenés (2/10 mm) et grossièrement alignés selon le litage alterne avec des lits minces formés de séricite et d'augite, avec de rares grains isolés de calcite, l'ensemble étant développé entre les grains de quartz.

Ordovicien : au-dessous du niveau de conglomérats.**Schiste quartziteux micacé.**

Localité	Rioumajou, Nord du ruisseau de Thou
Echantillon	863
Texte	p. 57

Schiste quartziteux à clivage grossier entre des lits de quartz de 0,5 à 1 mm, de teinte gris vert dans la masse, à patine jaune brun dans les surfaces de clivage.

Gaufrage grossier de ces surfaces.

En plaque mince, les lits de quartz sont composés de petits cristaux en mosaïque régulière, un peu engrenés, avec un peu de muscovite et de séricite entre les grains. Ils sont séparés par des lits presque exclusivement constitués de biotite et de muscovite, en paillettes serrées les unes contre les autres et soulignées par des traînées ferrugineuses. Le gaufrage n'apparaît pas dans la plaque mince, taillée parallèlement à l'axe des ondulations.

Des cassures obliques sur la schistosité entraînent la flexure des lits micacés et la formation d'amandes quartzieuses dans lesquelles le quartz est en petits cristaux irréguliers, engrenés, à extinction roulante, manifestement issus du broyage d'éléments plus grands.

Quartzites.

Localité	prairies de Péguère
Echantillon	533
Texte	p. 61

Quartzite gris, massif, à grain fin, à cassure grenue présentant de fines traînées noires et irrégulières, correspondant à la stratification. De minces lits schisteux interrompent la continuité de la roche tous les 3 ou 5 cm.

En plaque mince, les cristaux de quartz, de 5/100 mm, peu engrenés les uns dans les autres, sont vaguement alignés selon ces « traînées noires », qui apparaissent sous l'aspect de bandes à cristaux de quartz très petits (1/100 mm), intimement engrenés et à magnétite abondante. La biotite, très clairsemée entre les cristaux de quartz, est un peu plus abondante dans ces bandes.

Localité	entre le déversoir du lac de Pouchergues et le col de Couartaou
Echantillon	893
Texte	p. 53

Roche massive, litée, à cassure lisse à l'exception d'un lit micacé. Lits de 1 à 10 mm d'épaisseur, de quartz laiteux et de minéraux verts dans la masse, parmi lesquels des micas. Présence de grenats de plusieurs millimètres et de teinte rose saumon.

Au microscope, quartz en cristaux disposés en mosaïque régulière de 5/100 mm formant les lits. Ceux-ci alternent avec des lits à séricite et muscovite, dont les limites sont soulignées par de petits cristaux de sphène.

Un lit épais de 2 mm, irrégulier, composé de cristaux de biotite orientés en tous sens.

Développement de biotite selon une direction oblique par rapport au litage (microphoto n° 5, pl. XXII).

Quartzite à lits micacés.

Localité col de Couartaou
Echantillon 886
Texte p. 53

Echantillon de couleur gris violacé dans la masse, présentant des lits de micas très fins, mais disposés peu régulièrement. Patine verdâtre.

On observe dans la masse des zones perpendiculaires à la foliation, verdâtres, dans lesquelles les lits de micas sont moins nombreux et moins fournis. Traînées de quartz blanc, parallèles au litage.

Au microscope, on observe des cristaux de quartz en mosaïque régulière, semés de micas dont les contours sont limités par ceux du quartz.

Dans une zone limitée, quelques cristaux d'oligoclase ainsi que de tourmaline. Présence de bourgeons myrmékites.

Séricite en petits agrégats de forme allongée, semés dans le quartz. Aiguilles de sillimanite rares dans les cristaux de quartz.

Schiste quartziteux.

Localité entre Frédancon et le ruisseau Thou (flanc sud de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes)
Echantillon 129
Texte p. 57

Schiste gris dans la masse, vert en patine. Lits grisâtres et ternes de 1 mm, séparés par des lits micacés très minces.

En plaque mince, il n'y a aucune ressemblance entre ce schiste et les quartzites gris affleurant au cœur de l'anticlinal de Frédancon : on observe des lits de quartz en cristaux formant mosaïque régulière, avec biotite clairsemée. Ces lits sont séparés par de minces bandes soulignées par des alignements de grains de magnétite, bandes riches en biotite dans lesquelles le quartz est en petits cristaux anguleux, engrenés, à extinction roulante, résultant peut-être du broyage d'éléments plus gros.

Ordovicien : aux environs du niveau de conglomérats.

Quartzite à lits amphiboliques.

Localité entre le déversoir du lac de Pouchergues et le col de Couartaou
Echantillon 895 a
Texte p. 53

Roche finement litée, mais non schisteuse. Cassure esquilleuse à grenue. Lits de 1 à 5 mm composés d'amphiboles vertes, liées à de minces passées blanchâtres (séricite). L'ensemble alterne avec des lits gris violacés de 5 mm (quartz).

En plaque mince, on observe, d'une part, des lits de quartz en cristaux granulaires de 5/100 mm, cimentés localement par de la biotite en fines paillettes, allongée selon la schistosité, et d'autre part des lits exclusivement sériciteux, liés à des lits d'actinote en cristaux peu allongés.

Quartzite à lits amphiboliques.

Localité	entre le déversoir du lac de Pouchergues et le col de Couartaou
Echantillon	895 b
Texte	p. 53

Roche massive moins finement litée que la précédente. On y distingue des passées quartzieuses foncées, des passées claires à taches verdâtres et des aiguilles amphiboliques vert foncé.

En plaque mince, les caractères sont identiques à ceux de l'échantillon 895 a. Mais dans les niveaux sériciteux, clairs macroscopiquement, les taches vertes représentent de grands cristaux d'augite (microphoto n° 4, pl. XII). L'actinote est développée en inclusion poecilitique à l'intérieur même de l'augite (microphoto n° 5, pl. XII).

Sphène abondant.

Quartzite stratifié à lits amphiboliques.

Localité	Frédancon
Echantillon	642 bis
Texte	p. 60

Lits amphiboliques plus ou moins lenticulaires, épais de 1 mm à 2 cm, lits de quartz blanc et verdâtre de même épaisseur avec anastomoses et contours sinueux.

Cristaux aciculaires d'actinote, noyés dans de la séricite massive.

Le quartz est en petits cristaux (1/100 mm) intimement engrenés.

Niveau amphibolique.

Localité	Nord-Ouest du pic de Thou
Echantillon	621
Texte	p. 60

Amphiboles en cristaux orientés en tous sens, dans une pâte de teinte verdâtre.

Cristaux aciculaires d'actinote, noyés dans de la séricite massive.

Présence de zircon.

Microconglomérat.

Localité	Sud-Est du col de Lustou
Echantillon	598.
Texte	p. 60

Roche grise, très fissurée, à schistosité grossière et clivage apparaissant au choc du marteau. Des alignements grumeleux sont visibles en section polie, ainsi que des taches ovales ou amygdalaires claires, à contours nets, qui peuvent passer pour des galets de conglomérats.

Au microscope, on observe dans une pâte fine composée de cristaux anguleux de quartz de quelques centièmes de millimètres, de biotite et de muscovite, des gros grains allongés de quartz, clairsemés, qui représentent les galets. Ces grains ne sont pas ovoïdes, mais allongés comme des amygdales, et leur limite n'est pas rectiligne, mais très contournée, comme s'ils avaient été corrodés, ou au contraire nourris, ce qui est sans doute le cas si l'on tient compte de la forme anguleuse des grains de la pâte, due vraisemblablement à une recristallisation.

On observe encore de l'andalousite, des grains de tourmaline, de minuscules grains de magnétite et des lentilles chloriteuses.

Des fissures jalonnées de séricite traversent perpendiculairement les lits en y déterminant de petits broyages.

Microconglomérat.

Localité	Rioumajou, Nord du pont Soubiron
Echantillon	877-III
Texte	p. 57

Roche à aspect de schiste de teinte bleue, vaguement verdâtre, violemment gaufrée et plissotée, à patine brune ferrugineuse, à cassure lisse. En section polie, présence de traînées contournées plus pâles et plus foncées et de filonets ferrugineux.

En plaque mince, quartz et séricite forment le fond de la roche. Le quartz est en cristaux de 5/100 mm, à contours sinueux, engrenés les uns dans les autres, ou cimentés par de la séricite. Entre ces minéraux on observe également de la magnétite et de petits grains de tourmaline détritique. La roche est parsemée de grains plus gros (0,25 mm), à contours grossièrement amygdalaires, mais sinueux dans le détail, qui correspondent à de petits galets siliceux nourris (photo 4, pl. XXI).

Microconglomérat.

Localité	crête de Couartaou, chemin du débarcadère du téléphérique à la station de pompage. Contact du granite à deux micas lié de la région de Lassoula
Echantillon	937 a
Texte	p. 53

Roche compacte gris verdâtre, pouvant être clivée en délits de 1 mm environ. Ce clivage schisteux est souligné par la présence de biotite, par des galets bleus amygdalaires de 1 à 2 mm et par des traînées verdâtres allongées comme les éléments précédents, dans une masse foncée.

En plaque mince, le quartz apparaît en cristaux en mosaïque, mais allongés selon la schistosité. Longueur 2/10 mm, épaisseur 1/10 mm en moyenne. Ces cristaux forment des lits de 0,5 à 1 mm. Les galets, épais de 1 à 2 mm, se présentent au contraire, au moins dans leur partie centrale, sous la forme d'un agrégat de cristaux en jeu de patience. Aux extrémités, le quartz des galets se confond avec celui des lits.

Au sein des galets se trouvent des feldspaths reconnaissables par leur altération en damourite et par leurs macles, mais leur forme est xénomorphe.

Selon la schistosité se sont développées des touffes de sillimanite, minéral qui envahit également par places les cristaux de quartz.

Quant aux micas, on constate que leur clivage est fréquemment oblique par rapport à la schistosité.

De multiples fissures remplies de séricite, presque perpendiculaires au litage, éloignées les unes des autres d'environ 1/10 mm, recoupent plusieurs cristaux de quartz voisins, mais n'affectent qu'exceptionnellement les micas. Elles ne paraissent pas affecter le quartz des galets.

Des fissures de même nature que celles des cristaux affectent ces touffes, mais avec un changement d'orientation qui peut être comparé à une réfraction. Cependant, les fissures de la sillimanite ne sont pas dans le prolongement des fissures du quartz.

Les aiguilles de sillimanite développées au sein des cristaux de quartz traversent les fissures, mais ne semblent pas déplacées par elles.

Ces microfractures se manifestent sur l'échantillon sous la forme d'une schistosité de fracture ténue.

Ordovicien : au voisinage des granites du Lys-Caillaouas.

Quartzite à lits micacés.

Localité	contact nord du massif, ravin du cap de Hounts Secs
Echantillon	149
Texte	p. 42

Roche gris violacé, présentant une foliation soulignée par de fins lits micacés (1/2 mm) dans un fond de quartz brun clair. L'aspect général de la roche est clair.

Au microscope, on observe du quartz en mosaïque régulière, formant des feuillets semés de paillettes de biotite, séparés par des lits constitués de biotite, de muscovite et de sillimanite. Quelques cristaux formant les lits micacés sont fréquemment limités par des faces de clivage. Tel n'est pas le cas des petits cristaux des lits quartzeux, dont les contours sont quelconques au contact du quartz.

Les cristaux d'andalousite renferment des inclusions de cristaux aplatis de quartz et de micas. Ils sont parfois séparés en plusieurs plages de commune position d'extinction, isolées dans un agrégat des minéraux précédents.

Présence de chloritoïde, apatite, zircon.

Quelques grands cristaux de quartz affectés de micro-fissures perpendiculaires ou parallèles à la foliation.

Quartzite à minéraux.

Localité	Couartaou, Septum rive nord-est du lac de Caillaouas
Echantillon	972
Texte	p. 53

Roche rouge en surface, grisâtre dans la masse, compacte, à cassure conchoïdale, à bords tranchants. En section polie, la foliation est marquée par des filonets ou lits gris violacé

tachetés, de 1 à 2 mm d'épaisseur, anastomosés, enfermant dans leurs mailles des plages gris bleu, foncées sur les bords, claires au centre. Ce découpage laisse deviner une double schistosité.

Au microscope, les plages gris violacé sont des plages quartzomiacées et avec feldspaths damouritisés. Quartz de forme globuleuse, biotite abondante en petits grains à contours xénomorphes limités par le quartz.

Les plages noires à cœur clair sont constituées d'une couronne grossière de biotite en gros cristaux très pléochroïques, à faces de clivage nettes, entourant des grains de quartz en mosaïque bourrés d'aiguille de sillimanite et de grands cristaux d'andalousite à inclusions de quartz, pœcilitiques ou non. Des fissures rayonnantes dans ces grands cristaux sont damouritisées.

Quartzites à lits micacés.

Localité	Espingo, environs du col de Quaïrat
Echantillon	805
Texte	p. 50

Roche caractérisée par la régularité du litage : alternance très régulière de lits blanchâtres de quartz de 1,5 mm d'épaisseur, et de lits de micas très minces, avec une grande densité de cristaux. Par endroits, ces lits présentent des inflexions, et on observe des limites ressemblant à des discordances angulaires à petite échelle entre la partie infléchie et la partie non infléchie. La patine de la roche est jaunâtre et la cassure esquilleuse.

Au microscope, on distingue des lits de quartz de 3/10 mm, en mosaïque régulière, renfermant quelques cristaux de biotite (1/2 à 1 mm), non chloritisés, rarement déformés et des lits quartzofeldspathiques dans lesquels le quartz forme soit de grands cristaux xénomorphes (1 mm), soit de petits cristaux de forme globuleuse, qui sont en inclusion dans les autres minéraux. Dans ces lits également micacés avec biotite et muscovite, on observe de la sillimanite en touffes ou en aiguilles au sein de cristaux de quartz. Dans ces lits, on observe quelques grands cristaux d'andalousite. Présence de gros cristaux de zircon.

Quartzite au contact du massif granitique du Lys-Caillaouas.

Localité	Couartaou, vallon de Caillaouas, RD sous le barrage
Echantillon	939
Texte	p. 53

Roche gris verdâtre, tant en surface que dans la masse, compacte, à cassure esquilleuse. Petits lits noirs probablement micacés, réguliers et inclinés par rapport à la surface de l'échantillon, qui est parfaitement plane et porte des stries. La face parallèle à la précédente présente à l'intersection avec ces lits, des ondulations d'un centimètre de rayon environ, dissymétriques, l'un des flancs étant constitué par les surfaces parallèles à ces lits.

Au microscope, on constate que la foliation est soulignée par l'alignement de cristaux de quartz de 5/100 à 1/10 mm, aplatis et engrenés les uns dans les autres, groupés par tailles différentes en lits parallèles séparés par des alignements de cristaux de biotite chloritisée du même ordre de grandeur, qui sont eux-mêmes parfois orientés en tous sens au sein de ces alignements. La biotite paraît combler les espaces entre les autres cristaux.

Carbonifère : Dinantien.***Grès arkosien.***

Localité	chemin supérieur de la chambre d'équilibre de la conduite forcée de Loudenvielle
Echantillon	1407-A et -B
Texte	p. 104

Cette roche affleure en bancs parfois discontinus interstratifiés dans des schistes gréseux, grossiers. Elle est affectée de fissures répétées tous les 5 mm, obliques sur la stratification, et n'affectant pas les schistes (schistosité de fracture).

Sa teinte est grisâtre à blanchâtre, avec taches rouille dans les fissures, et, à la cassure, on observe une patine brunâtre, vacuolaire, ferrugineuse, plus ou moins profonde.

Au microscope, on observe des grains de quartz de quelques centièmes de millimètres, à contours anguleux, et à extinction roulante, ainsi que des feldspaths en grains de même dimension, tant potassiques que plagioclases, et de rares cristaux de muscovite. Les feldspaths sont ici dans la proportion de 15 à 20 %.

De nombreuses taches ferrugineuses sont semées dans la masse, et l'ensemble est noyé dans un ciment séréciteux.

Des microfissures, en relation avec la schistosité de fracture, sont visibles (photos 4 et 5, pl. II).

Carbonifère : Westphalien.***Grès vert à éléments roulés.***

Localité	Tuc Salavané
Echantillon	241
Texte	p. 99

Une plaque mince taillée dans cet échantillon montre une plage composée de cristaux de quartz de taille inférieure à la moyenne (environ 1/10 mm), à contours nettement anguleux et à extinction roulante fréquente. Le ciment phylliteux est peu abondant (photo 2, pl. II).

Le reste de la plaque montre des grains roulés de 3/10 mm environ, en général isolés les uns des autres par un ciment phylliteux.

Grès vert à éléments roulés.

Localité	flanc ouest de la vallée d'Oô, à 1 km au Sud de Gouaux de Larboust, cote 1 500 environ
Echantillon	243-B
Texte	p. 99

Grès gris vert dans la masse, brunâtre en surface, présentant des fractures parallèles entre elles, répétées tous les 5 à 10 cm, larges de 2 à 10 mm et remplies de quartz. Grains arrondis visibles à la loupe.

Au microscope, les grains de quartz à extinction roulante sont nettement arrondis, juxtaposés ou cimentés par des minéraux phylliteux. Ils ont 1 à 3/10 mm. On observe encore la présence de rares cristaux tabulaires, à angles émoussés de chloritoïde (ottrélite). Présence de grains de limonite.

Des fissures, grossièrement parallèles entre elles, mais contournant les grains, marquent une schistosité de fracture grossière.

Un filonet mince à grands cristaux engrenés de quartz présente une trace parallèle à ces fractures.

Schiste gréseux vert.

Localité	contrefort nord du pic de Céciré, environs du Mail de Loureous (1 937 m)
Echantillon	360
Texte	p. 99

Schiste gréseux vert dans la masse, brunâtre en surface. Eléments roulés invisibles à la loupe. Schistosité grossière visible. Taches ferrugineuses de 1 mm disposées en quinconce dans les surfaces de schistosité.

Au microscope, les grains de quartz arrondis, de quelques centièmes de millimètre de diamètre, apparaissent comme presque juxtaposés, séparés seulement par des lamelles micacées disséminées. Ces lamelles micacées sont parallèles entre elles et ce sont elles qui déterminent la schistosité.

De minuscules cristaux ferrugineux sont disséminés dans la roche. De plus grands cristaux de limonite, réunis en taches allongées parallèlement à la trace de la schistosité et associés à des paillettes de chlorite de même orientation semblent être des reliques déformées de cristaux plus gros (pyrite ?). Ces cristaux correspondent aux taches allongées dans le plan de schistosité.

CALCAIRES

Caradoc et série sus-jacente au niveau de conglomérats.

Quartzite à lits calcaires schistifiés.

Localité	entrée du vallon de Hourgade
Echantillon	1371
Texte	p. 47

Echantillon présentant un lit à patine brune vacuolaire et soulignant la schistosité, entre deux lits de quartzite vert. Dans la masse, toute la roche est verte. La schistosité et la stratification ne concordent pas.

Une section polie faite à cheval sur les différents lits montre des taches diffuses blanches ou vertes, un grand développement de matières ferrugineuses.

Quartz en plages à gros grains engrenés.

Quartz en plages à grains fins riches en muscovite, chlorite et matières ferrugineuses.

Calcite dans les fissures seulement.

Calcaire siliceux.

Localité	crête de Liracou
Echantillon	707
Texte	p. 61

Roche compacte dans la masse, à grain fin, bleu verdâtre dans la masse et brune à verdâtre dans la patine de la partie périphérique altérée. Quelques taches vert foncé allongées et diffuses.

En lame mince, roche à fond siliceux de quartz engrené avec cristaux de calcite dispersés dans cette pâte. Actinote en prismes aciculaires à texture entrecroisée. Chlorite en masses allongées poeciloblastiques correspondant aux taches vert foncé visibles macroscopiquement.

Quelques cristaux de biotite semés dans la masse.

Calcaire siliceux schistifié.

Localité	Port de Pouey-le-Bon
Echantillon	767 a
Texte	p. 62

Roche compacte, vacuolaire en surface par altération, bleue dans la masse, brune à verdâtre dans la partie vacuolaire, qui est épaisse de 5 à 10 mm en moyenne. Dans la masse, on discerne des filonets blancs et des taches claires à reflets bleuâtres. Le clivage schisteux est souligné par ces filonets, par la cassure en marches d'escalier de la roche et par l'allongement des vides de la partie altérée superficielle.

En plaque mince, le fond de la roche est fait de quartz et de calcite en grains minuscules, ainsi que de paillettes de séricite. Ordre de grandeur : 1/100 mm. Il y a également en abondance des cristaux de calcite de 5/10 mm. La plupart des cristaux sont très aplatis selon la schistosité. On observe, avec la même disposition, de minuscules cristaux de biotite et de muscovite.

Des cristaux de calcite de grande taille (1 mm), accompagnés de cristaux plus petits à la périphérie, sont dispersés dans la masse. Les uns comme les autres ne semblent pas être aplatis selon la schistosité (microphoto 2, pl. XXII).

Dans la partie altérée, on note une absence totale de calcite et un développement de produits ferrugineux.

On peut considérer que le laminage de cette roche est très avancé.

Calcaire schistifié.

Localité	Port de Pouey-le-Bon
Echantillon	756
Texte	p. 62

Roche compacte dans la masse, vacuolaire en surface par altération, bleue dans la masse, brune à verdâtre dans la partie vacuolaire, qui est épaisse de 5 à 10 mm et plus développée

aux environs de fissures perpendiculaires à la schistosité. Celle-ci apparaît sous la forme de veinules noires et de taches blanchâtres et allongées de 1/2 mm de long.

En plaque mince, la roche apparaît comme constituée essentiellement de nids calcaires allongés selon la schistosité et composés d'une multitude de cristaux noyés dans une pâte où l'on distingue, en égales proportions, de la chlorite, en masses, en trainées ou en cristaux diffus, et de la séricite. Rares grains de quartz et de muscovite.

La schistosité est encore soulignée par d'abondants filonets noirs de matières ferrugineuses. Quelques lits de minuscules cristaux de quartz sont visibles.

La calcite est développée en grands cristaux indépendants de la schistosité dans les fissures de la roche perpendiculaires à cette schistosité. De minuscules prismes aciculaires d'actinote accompagnent cette calcite le long des fissures.

La proportion de calcite est inférieure à celle de la chlorite et de la séricite.

Calcaire à lits siliceux.

Localité	verrou inférieur du vallon de Néré
Echantillon	1176
Texte	p. 220

Echantillon prélevé en un point où la schistosité n'est pas parallèle au pendage : celui-ci est souligné par l'altération qui montre la différence de résistance des lits calcaires et quartziteux aux agents atmosphériques. Il est visible surtout à l'affleurement et a été repéré lors du prélèvement; la schistosité est visible à la cassure et soulignée dans la masse par des filonets sériciteux blancs, et surtout par des trainées bleues plus ou moins foncées, dues à la mobilité de flux dans les calcaires.

La roche est gris bleu, compacte dans la masse et montre, sur les surfaces de cassure altérées, des taches de couleur rouille.

Les limites des parties siliceuses ne sont pas régulières. Elles ont été déformées avec les calcaires par mobilité de flux (fig. 36).

Au microscope, les parties fragmentées des lits siliceux apparaissent comme étant constituées de grains de quartz de forme globuleuse de 1/100 mm de diamètre, noyés dans de la séricite en proportions équivalentes, et riches en biotite. Celle-ci forme des paillettes à contours carrés, renfermant fréquemment quartz et séricite en inclusion. Les clivages sont fréquemment tordus, avec extinction oblique partielle du cristal. Les parties appartenant aux lits calcaires déformés par la mobilité de flux sont constituées de cristaux aplatis de calcite, de 1 à 2/10 mm dans leur plus grande dimension. Ces parties renferment également de la biotite. L'orientation des cristaux aplatis varie de façon capricieuse, les cristaux situés au voisinage des fragments siliceux étant aplatis parallèlement au contact.

De nombreux filonets de calcite à gros grains sillonnent la roche.

Calcaire siliceux à nids amphiboliques.

Localité	Rioumajou; amont du confluent du ruisseau de Bi-zourtet
Echantillon	877-IX
Texte	p. 57

Roche compacte, de teinte gris violacé, présentant des nids amphiboliques (1 à 2 mm) verts, entourés d'une auréole claire, l'ensemble étant allongé selon un lit souligné par des traînées claires anastomosées qui prolongent les auréoles.

Ces dernières sont constituées par du quartz en cristaux granulaires, de 1/100 mm, cimentés par de la séricite, de la biotite et de la calcite, semées de magnétite. Les nids sont faits de cristaux pœciloblastiques d'actinote, à inclusions de quartz et de calcite, accompagnés de chlorite. Le reste de la roche est constitué de lits où la calcite est en plus grande proportion que le quartz. Les cristaux sont en mosaïque régulière, légèrement engrenés, aplatis selon le litage, de 5/100 mm en moyenne (microphotos n^{os} 5 et 6, pl. IX).

Calcaire siliceux à nids amphiboliques.

Localité	cirque du Batoua
Echantillon	797
Texte	p. 61

Roche compacte de teinte gris violacé, à patine brune terreuse. En section apparaît un litage souligné par une différence de teinte bien tranchée : lits fins (0,5 mm) de teinte grise, lits plus épais (2 mm) et anastomosés, de teinte violacée. Des nids amphiboliques, de quelques millimètres, de teinte verte, mis en relief par l'érosion, sont disposés selon le litage. Des masses amphiboliques de quelques cm³ peuvent apparaître.

En lame mince, on observe la présence, en proportions comparables, de grains de calcite et de grains de quartz, de 2 à 3/100 mm, et de nids dispersés, constitués de cristaux d'actinote rayonnants autour de paillettes centrales de chlorite. De petits cristaux xénomorphes de biotite sont disséminés dans l'ensemble.

Texture granoblastique litée. On peut distinguer des lits de 2 mm à prédominance de quartz. Les nids amphiboliques sont aplatis et allongés parallèlement à la limite de ces lits.

Par contre, les grains de calcite sont aplatis et allongés obliquement par rapport à la limite de ces lits, l'angle entre les deux directions étant, sur la plaque mince, de l'ordre de 35° (microphoto 3, pl. XXII).

Dévonien.

Calcaire.

Localité	Nord du col de la Coume de Bourg (vallée du Lys)
Echantillon	337
Texte	p. 71

Roche formée de calcaire gris noir à cassure conchoïdale avec nombreuses fissures remplies de calcite blanche, et que l'on peut, en première analyse, grouper en deux réseaux formant entre eux un angle de 70° environ. La roche présente une patine gris vert. Présence dans la masse de calcaire de cristaux de calcite à faces de clivage.

Au microscope, la roche apparaît comme étant constituée de cristaux de calcite de 5/100 mm environ, de forme globuleuse, renfermant çà et là de petits grains de quartz de 1 à 5/100 mm. De place en place, on voit des cristaux de calcite de 3 à 5/10 mm, isolés ou groupés en traînées diffuses et limitées. Le quartz occupe également de petits nids. La séricite en paillettes de 1/100 mm est semée dans la roche, mais forme aussi des traînées soulignant des fractures. Présence de muscovite et de biotite en minuscules cristaux.

Calcaire dolomitique.

Localité	vallée du Lys, chemin de Superbagnères au col de la Coume de Bourg
Echantillon	353
Texte	p. 71

Roche de couleur blanche, très homogène, formée de cristaux brillants de calcite et de dolomie. Alternance de lits très clairs et de lits légèrement bleuâtres, de quelques millimètres d'épaisseur, surtout visible en section polie. En surface, une altération donnant une couleur brune, sur 1 mm d'épaisseur environ, avec un aspect poreux. Parfois des fissures remplies de sidérose, orientées sans ordre.

Au microscope, les cristaux de carbonates forment une mosaïque. De 1/2 à 1 mm de diamètre ils sont polygonaux, non engrenés les uns dans les autres. Leurs clivages sont parfois tordus et ils présentent fréquemment l'extinction roulante. Ils englobent des cristaux de quartz de 1 à 5/10 mm. Ces derniers semblent mouler les vides entre les carbonates et présentent une forme polygonale inhabituelle.

Calcaire dévonien.

Localité	flanc sud-ouest de la montagne du Mail de l'Orp (Sud du Tuc Salavané)
Echantillon	489
Texte	p. 72

Roche présentant des lits de calcaire de teinte bleue à veinules de calcite blanche, et des lits plus siliceux, de teinte gris brunâtre, présentant une patine brune. A l'affleurement, les lits de calcaire, déprimés par l'érosion, montrent des traces de mobilité de flux parallèles aux limites des lits, et les lits siliceux, une fragmentation en blocs polyédriques avec envahissement par le calcaire.

Au microscope, les lits calcaires apparaissent comme étant constitués de cristaux de calcite de 5/100 mm dans leur plus grande dimension, aplatis selon le litage. Noyés dans ces cristaux, on trouve de petits grains de quartz, de forme globuleuse, en proportion de 1 pour 100, et par places, des paillettes de séricite de 1/100 mm. De place en place, on voit des nids constitués de quelques cristaux de calcite de 5/10 mm environ.

Schiste.

Localité	Rioumajou, Nord du pont Soubiron; flanc nord de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes
Echantillon	877-IV.
Texte	p. 57

Schiste compact à clivage grossier, de teinte bleue dans la masse, à patine brune ou rouille, à grain fin et translucide, à cassure esquilleuse.

En plaque mince, quartz et séricite forment le fond de la roche. Le quartz est en cristaux granulaires de 1/100 mm, aplatis ou allongés selon la schistosité, et cimentés par la séricite. De la muscovite se présente en paillettes obliques par rapport à la schistosité. Magnétite et zircon

sont dispersés dans la roche. Une zone siliceuse amygdalaire, pauvre en séricite, mais riche en zircons et en tourmaline, présente du quartz en cristaux plus grands, engrenés les uns dans les autres.

SCHISTES A MINÉRAUX

Ordovicien : au-dessus du niveau de conglomérats.

Schiste micacé à andalousite.

Localité	val d'Arouge
Echantillon	1079
Texte	p. 43

Schiste gris à reflets argentés, à schistosité grossière et à prismes d'andalousite de quelques centimètres.

En plaque mince, le quartz et la séricite sont abondants : cristaux de quartz, noyés dans un fond de séricite en lamelles disposées selon la schistosité. Biotite et magnétite sont clair-semées. L'alignement des cristaux de séricite contourne les cristaux d'andalousite, qui ne sont pas altérés. Par contre, la biotite, très abondante dans les parties contournées entre deux cristaux voisins d'andalousite, est déviée, mais ne contourne pas ces cristaux. Elle s'aligne, au contraire, avec des inclusions de biotite, et certains cristaux sont à cheval sur la limite des andalousites.

Schiste à reliques d'andalousite.

Localité	mines de la Géla
Echantillon	1279
Texte	p. 63

Schiste micacé de teinte gris verdâtre à clivage grossier. Sur certains délits apparaissent les contours vagues et à peine mis en relief par l'érosion de prismes d'andalousite. Ces prismes apparaissent également en noir sur le fond gris vert de la roche, sur une section polie.

En plaque mince, on constate l'abondance des lamelles de muscovite orientées selon la schistosité, dans un fond de quartz en cristaux disposés en mosaïque régulière et un peu engrenés, de 2 à 5/100 mm. Dans cet ensemble apparaissent les cristaux d'andalousite, en texture poeciloblastique à inclusions de quartz et de muscovite, mais déviant cependant les lits de muscovite situés à leur périphérie. L'andalousite n'est pas identifiable, les cristaux apparaissant en totalité comme transformés en séricite (microphoto n° 8, pl. XXIV).

Schiste à lits amphiboliques.

Localité	pente nord du contrefort est du pic de l'Abeillé
Echantillon	900-I
Texte	p. 55

Schiste micacé à clivage grossier et cassure granuleuse, grisâtre, présentant des alternances de lits clairs, blanchâtres, et de lits amphiboliques noirs, à peine verdâtres. Filonets blancs, rectilignes, épais d'une fraction de millimètre, recoupant à angle droit la schistosité.

En plaque mince, on observe un litage très grossier, souligné par l'alignement des cristaux aciculaires de hornblende verte, cristaux qui sont d'ailleurs plus ou moins inclinés sur la direction de cet alignement. D'autres lits sont exclusivement composés de séricite. Enfin, on constate des différences dans la taille des cristaux de quartz de part et d'autre des bandes amphiboliques. Le quartz est granulaire et en mosaïque régulière, de 5/100 mm dans certains lits, de 1 à 2/100 mm dans d'autres.

Quelques plagioclases (andésine) sont disséminés dans ces lits. Leur présence est peut-être en relation avec celle de roches filoniennes voisines.

Signalons la présence d'un peu de magnétite et de biotite.

Ordovicien : au-dessous du niveau de conglomérats.

Schiste à biotite.

Localité	col entre le pic de la Hourque et le pic des Bacherets
Echantillon	908
Texte	p. 55

Roche compacte et sombre, à patine brune terreuse, en surface et dans les fissures. Schistosité grossière. Lits alternativement clairs et foncés, épais d'une fraction de millimètre. Schistosité de fracture oblique par rapport au litage.

En plaque mince, la roche apparaît comme constituée essentiellement de quartz, en cristaux aplatis selon le litage, de quelques centièmes de millimètres, semés de paillettes xénomorphes de biotite, moulant les quartz, ainsi que de magnétite. Quelques lits sont constitués de gros cristaux non aplatis de quartz (0,5 mm) en jeu de patience.

Au voisinage de ces derniers, parallèlement au litage, ou peu inclinées sur celui-ci, on observe des traînées très riches en biotite. Ces traînées sont parcourues par des fissures. Les cristaux de biotite, au voisinage d'une fissure, sont fragmentés et plissotés. Les grains de quartz sont broyés en fragments anguleux qui constituent des amandes allongées le long de la fissure. Il s'agit donc, en quelque sorte, de « micromylonites ».

Les fissures de la schistosité de clivage apparaissent comme remplies uniquement de matière ferrugineuse. Elles ne recoupent pas les fissures précédentes, mais celles-ci semblent s'arrêter contre elles. Les fissures de schistosité affectent les lits à grands cristaux de quartz (microphoto n° 7, pl. XXIV).

Schiste sériciteux à andalousite et staurotide.

Localité	rive droite du lac d'Oô, après les premiers lacets du chemin de Superbagnères
Echantillon	1086
Texte	p. 42

Schiste sériciteux brillant, à clivage facile, de teinte claire, à joints ferrugineux.

Développement de cristaux minuscules apparaissant en relief sur les délits schisteux, et de gros cristaux de 5 mm, apparaissant en taches gris blanchâtre sur une face polie.

Au microscope, lits de quartz en petits cristaux en mosaïque régulière de 2/100 mm, noyés dans un fond de séricite, de muscovite et de biotite en paillettes allongées selon le litage.

Grand cristal d'andalousite avec inclusions de biotite chloritisée (correspond aux gros cristaux ci-dessus).

Petits cristaux de staurotide (3/10 mm); certains sont maclés.

Schiste micacé à andalousite.

Localité	Ouest du lac d'Oô entre le val d'Arouge et le val d'Es- quierry
Echantillon	1158
Texte	p. 44

Schiste gris à clivage facile, à points micacés et à patine brune; en plaque mince, on observe le fond de la roche formé de cristaux de quartz plus ou moins engrenés, et de paillettes de muscovite et de biotite chloritisées (quelques dixièmes de mm), allongées selon la schistosité. Dans cette masse sont semés de petits cristaux prismatiques d'andalousite (1/10 mm), englobant pœcilitiquement des grains de quartz, et presque tous altérés en totalité en produits micacés. Ces cristaux sont obliques sur la schistosité. Les alignements de micas les contournent et la déviation donne un aspect vaguement amygdalaire.

Schiste micacé à andalousite.

Localité	Ouest du lac d'Oô entre le val d'Arouge et le val d'Es- quierry
Echantillon	1157
Texte	p. 44

Schiste noir verdâtre très fortement déformé, présentant la trace de plis minuscules très capricieux dans le détail. Des lits noirs et fissurés parcourent la roche et tendent localement à y découper des amygdales de quelques millimètres d'épaisseur. Ces amygdales sont plus ou moins centrées sur des minéraux noirs vaguement prismatiques, orientés en tous sens, et présentant une auréole claire.

En plaque mince, on peut constater que la masse de la roche est faite de quartz en cristaux granulaires minuscules (1/100 mm), avec muscovite, biotite, pyrite de même taille.

La muscovite est plus abondante selon des traînées formant des plis minuscules. C'est elle qui forme exclusivement les bandes anastomosées qui jalonnent les fissures.

Les cristaux prismatiques enserrés dans les mailles de ce réseau sont méconnaissables. Il s'agit probablement d'andalousite. Leur biféringence est très faible, et le plus souvent ils sont envahis par de la damourite. L'auréole claire est constituée de grains de quartz alignés avec de la muscovite, selon la plus grande dimension de l'amygdale (microphotos n^{os} 1 et 4, pl. XXIV).

Schiste à prismes de biotite et à andalousite.

Localité	Rioumajou, entre Frédancon et le ruisseau de Thou
Echantillon	133
Texte	p. 57

Schiste noir à clivage schisteux facile, moiré en surface polie, à patine ferrugineuse, à minéraux de 1 à 2 mm.

En plaque mince, le fond de la roche est constitué de quartz en microcristaux noyés dans de la séricite, avec présence de pyrite. Les cristaux macroscopiques sont de la biotite et de l'andalousite. La biotite est en cristaux géants (3 mm), à contours losangiques, le clivage étant parallèle à l'un des bords du losange. L'andalousite se présente, d'une part, sous la forme de petits cristaux orientés sensiblement comme la biotite et, d'autre part, en grands cristaux indépendants des précédents. A la périphérie de ces grands cristaux, et plus ou moins parallèlement à la schistosité, sont développées des lamelles de chlorite et de muscovite. La biotite et les petites andalousites se sont développées en déviant les minéraux formant le fond de la roche. Au contraire, les grands cristaux sont pœciloblastiques et peuvent renfermer en inclusion n'importe lequel des éléments précédents, y compris la pâte quartzo-phylliteuse du schiste (microphotos, n° 3, pl. XXI, 5 et 6, pl. XXIII).

Schiste à prismes de biotite, à andalousite et staurotide.

Localité	Rioumajou, entre Frédancon et le ruisseau de Thou
Echantillon	131
Texte	p. 57

Schiste gris foncé à patine rouille dans les microfractures parallèles à la schistosité, d'aspect noir en section polie, à minéraux prismatiques de 1 mm de long.

En plaque mince, le fond de la roche apparaît comme constitué par des cristaux de quartz de quelques dixièmes de millimètres, cimentés par de minuscules paillettes de séricite soulignant la schistosité. Il y a de nombreux grains de magnétite.

On observe trois catégories de grands cristaux, à contours prismatiques : chiastolite, biotite, staurotide. Tous trois renferment de petits cristaux de quartz et orientés obliquement sur la schistosité, qui est soulignée par ces petits cristaux de quartz. Au passage, celle-ci s'infléchit pour reprendre ensuite sa position normale.

Les cristaux de biotite présentent une extinction indépendante de certaines bandes perpendiculaires au clivage, bandes qui sont soulignées par la déviation de ce clivage, par suite d'une torsion du minéral.

Ces mêmes cristaux peuvent être entourés d'une bande continue de lamelles de chlorite.

Schiste à andalousite.

Localité	bloc éboulé au bord du torrent, en amont du pont Sou- biron
Echantillon	144
Texte	p. 57

Echantillon de teinte grisâtre, à patine rouille, laissant apparaître des joints schisteux selon différentes orientations. Trois orientations préférentielles apparaissent. Selon la direction de l'intersection de deux d'entre elles, sont développés des prismes d'andalousite de 1 cm de côté et de 5 à 10 cm de long; la troisième correspond grossièrement à une surface oblique sur l'intersection précédente, et selon laquelle a lieu une constriction des prismes, comme il s'en produirait à la suite d'un étirement.

On peut constater sur l'échantillon examiné les trois plans de schistosité (photo n° 1, pl. XXV).

En plaque mince, on observe des traînées séríciteuses qui se croisent selon deux directions préférentielles. Entre ces traînées, on constate la présence de quartz formant des amygdales plus ou moins nettes. Ce quartz apparaît uniformément en fragments anguleux de petite taille (1/100 mm) à extinction roulante, qui résultent très probablement du broyage d'éléments plus gros (microphoto 1, pl. XXIII).

De très nombreux grains d'oxydes de fer, autour desquels sont développés des cristaux rayonnants de quartz et de sérícite, sont semés dans la roche.

Schistes à prismes de biotite.

Localité	Rioumajou, entre Frédancon et le ruisseau de Thou. Eboulis
Echantillon	135
Texte	p. 233

Schiste gris grumeleux à clivage grossier, à surfaces de clivage brillantes. En section polie, on constate la présence dans la masse du schiste de biotite en prismes de 1 à 2 mm, aplatis sur la schistosité.

Fond de quartz en cristaux anguleux, peu engrenés, de 2/100 mm, à extinction roulante, vaguement alignés selon la schistosité. Ce fond est parsemé de paillettes de sérícite orientées en tous sens. Des cristaux prismatiques de biotite de 1 à 2 mm sont développés avec une faible inclinaison sur cette schistosité. A la périphérie de ces cristaux, sur les faces faisant le plus grand angle avec la schistosité, sont développés des cristaux de quartz de 5/100 mm, dont les limites font un angle de près de 90° avec celles des cristaux de biotite.

CORNÉENNES A PYROXÈNES ET GRENATS

Contacts métamorphiques du granite du Lys Caillaouas.

Cornéenne à grenats.

Localité	Port de la Pez, versant nord
Echantillon	822
Texte	p. 56

Roche compacte et litée. Alternance de lits gris sombre de 1 à 4 mm et de lits verdâtres clairs de 1 à 10 mm, dans lesquels sont semés des grenats de teinte saumon caractéristique, devenant jaunâtres ou verdâtres au voisinage des cassures.

En plaque mince, les lits gris sombre apparaissent comme constitués de cristaux de quartz en mosaïque régulière ou engrenés (diamètre 1/10 mm environ). Les lits clairs sont des bandes continues de chlorite renfermant en abondance des grains arrondis de quartz (5/100 mm), noyés dans la masse, en moindre proportion, de l'actinote (cristaux de 2 à 5/10 mm) et du

sphène (grains de 1/10 mm), et enfin, quelques grains de zircon (2/100 mm). Texture pœcilo-blastique (microphoto n° 3, pl. XII).

Des grenats, avec la même texture, se présentent dans toute la masse, en grains de 1/2 mm environ.

Cornéenne à grenats et augite.

Localité	déblais de la galerie de Pouchergues
Echantillon	887
Texte	p. 54

Roche massive à cassure grenue. Pas d'altération superficielle en raison de ses conditions d'affleurement.

Alternances de traînées contournées de teinte grise (calcite) et de lentilles blanches ou vert pâle (quartz et pyroxènes), grenats de taille variable (1 à 10 mm) semés au hasard, et plus ou moins fragmentés.

Chalcopyrite en mouchetures.

En plaque mince, lits contournés de calcite en très petits grains arrondis (2/100 mm), cimentant pratiquement les autres éléments. L'augite est en petits cristaux clairsemés dans la calcite ou en inclusions pœcilitiques dans les grenats. Le quartz forme des masses allongées.

Les grenats sont affectés de fractures plus spécialement perpendiculaires à la stratification, correspondant comme on peut le voir sur l'échantillon à des fractures d'ensemble de la roche.

Cornéenne à augite et grenats dans enclave du massif granitique du Lys-Caillaouas.

Localité	crête au Nord-Ouest de la brèche du pic Belloc
Echantillon	1387 a
Texte	p. 50

Roche litée, à lits d'épaisseur variable, capricieusement contournés, ou encore, interrompus. On peut distinguer trois types de lits. Le premier correspond à des lits vert clair, à cassure esquilleuse, de 0,5 cm à 5 cm d'épaisseur, mis en relief par l'érosion. Le second, à des lits alternant avec les précédents, clairs, blancs dans la masse et roses en surface, à cassure finement grenue. Ils sont épais de quelques millimètres à quelques centimètres, et déprimés par l'érosion. Ils sont semés de mouchetures d'un vert vif, de quelques dixièmes de millimètres de diamètre. Le troisième type correspond à des lits de grenat et idocrase de 1 cm, moins nombreux que les autres lits. Les grenats sont d'ailleurs semés dans ceux-ci et plus particulièrement dans les niveaux clairs sous la forme de cristaux de quelques millimètres de diamètre (photo 1, pl. XII).

On observe enfin sur l'affleurement des lits de quelques centimètres, de teinte violacée, analogues à ceux que présentent les quartzites des autres enclaves.

En plaque mince, on constate que les lits blancs ou clairs sont constitués de quartz en mosaïque régulière, peu engrenés, de 1/10 mm, cimentés çà et là par de l'augite. Les lits vert clair sont composés d'augite en cristaux allongés selon le litage. Les uns comme les autres sont petits (1/10 mm). Les pyroxènes visibles macroscopiquement sous l'aspect de minuscules taches d'un vert vif sont à rapporter au diopside. Le diopside entoure pœcilitiquement l'augite.

Il en est de même des grenats, de l'idocrase et de la clinozoïsité qui se développent dans les lits à augite. Dans ces mêmes lits, on observe le développement de grenats, avec déviation des cristaux allongés d'augite.

Cornéenne à grenats.

Localité	pentcs au Nord-Est du refuge de Pouchergues
Echantillon	893
Texte	p. 53

Roche compacte présentant une alternance de feuillets blanchâtres composés de quartz, de feuillets verdâtres riches en muscovite et en biotite chloritisée renfermant des grenats de 2 à 3 mm de diamètre. Les feuillets sont épais de 2 à 20 mm.

Au microscope, on discerne la nature de ces deux sortes de feuillets. Le quartz est en cristaux de 2 à 5/10 mm, formant une mosaïque régulière. Les lits verdâtres sont riches en muscovite et biotite. Celle-ci se présente en cristaux lamellaires dont la trace fait un angle de 20 à 30° avec celle du litage.

Cornéenne à augite et grenats.

Localité	déversoir du lac de Caillaouas, rive gauche
Echantillon	940
Texte	p. 52

Echantillon à litage très grossier. Celui-ci est souligné par l'érosion différentielle, qui a déterminé des cavités dans certains lits et les a rendus en outre vacuolaires dans leur partie superficielle.

Les lits passent à des lentilles, blanches, vertes ou noires, de quelques millimètres d'épaisseur. Des grenats aplatis de plusieurs cm³ y sont interstratifiés.

En plaque mince, on observe des traînées de quartz, avec séricite et dipyre moulant les vides, alternant avec des bandes comportant de l'augite en petits grains abondants, noyée dans de la séricite et des nids de trémolite en cristaux rayonnants. Grossulaire pœcilitique renfermant notamment des éléments de monocristaux d'augite. Calcite dans les vides et en petits lits.

Sphène et zircon abondants.

Partie superficielle vacuolaire, sans calcite, avec abondantes matières ferrugineuses.

GNEISS ET MICASCHISTES

Micaschiste à cordiérite et sillimanite.

Localité	pentcs au Sud de Lassoula
Echantillon	907
Texte	p. 55

Schiste micacé noduleux à clivage grossier et patine rouille dans les joints. Teinte grisâtre dans la masse, due à la présence de biotite en fines lamelles, alternant avec de très fines passées grisâtres ou blanchâtres.

La roche est associée à des micaschistes à andalousite et à des quartzites.

En plaque mince, on observe des lits de quartz en cristaux disposés en mosaïque régulière de 1/100 mm, et en cristaux engrenés de l'ordre du millimètre. La biotite, extrêmement abondante, forme des lits qui envahissent les précédents, en association avec de la sillimanite en touffes. Ce minéral existe également au sein des grains de quartz et même des micas. La cordiérite en cristaux poecilites allongés renferme en inclusion sillimanite, biotite et quartz, qui suivent l'orientation générale des autres minéraux.

Micaschiste à cordiérite et sillimanite.

Localité	premières pentes du Sud de Lassoula
Echantillon	906
Texte	p. 55

Echantillon prélevé à 100 m d'un petit affleurement de microgranite.

Schiste compact à clivage grossier, à cassure grenue et à foliation apparente, soulignée par l'alternance de lits sombres et de lits clairs épais d'une fraction de millimètre.

En plaque mince, on observe des lits de quartz en cristaux un peu aplatis selon la schistosité, de 5/100 mm environ, séparés par des lits de biotite, sillimanite en touffes et cordiérite, avec quelques cristaux de muscovite. D'assez nombreux plagioclases (oligoclase) sont disséminés dans les lits de quartz.

Schistes à minéraux.

Localité	Couartaou, vallon de Caillaouas, R. D., à hauteur du chemin de la station supérieure du téléphérique
Echantillon	938 b
Texte	p. 53

Roche se débitant en plaques de 3 cm d'épaisseur environ, les faces de clivage de teinte rouille avec des cristaux de muscovite petits mais nombreux. En cassure, on observe une foliation marquée par des lits clairs de quelques millimètres, séparés par des masses allongées, globuleuses, alignées et sombres. En section polie, ces masses se présentent sous une forme amygdalaire de taille variable, pouvant aller jusqu'à former presque intégralement un lit de 3 mm d'épaisseur. On voit autour de ces taches sombres, une lisière jaune brun de séricite, puis une masse quartzreuse gris violacé contenant du mica noir.

Au microscope, les lits clairs apparaissent comme étant formés de quartz en cristaux globuleux de 2/10 mm, de feldspaths totalement damouritisés et de minuscules paillettes de muscovite alignées selon le litage. Les lits sombres ne sont autres que de gros cristaux d'andalousite de plusieurs millimètres aux contours et aux fissures soulignés par de la séricite, et envahis par des cristaux de quartz, de biotite et de muscovite alignés selon la foliation, au sein même de l'andalousite.

A la limite des deux types de lits, on observe la présence de cristaux de 1/2 mm de plagioclases et de cristaux de même taille de biotite chloritisée souvent déformés par torsion ou plissotements.

Micaschiste à sillimanite.

Localité	crête de Couartaou, chemin du débarcadère du télé- phérique à la station de pompage
Echantillon	937 b
Texte	p. 53 et 226

L'échantillon a été prélevé au voisinage de filons granitiques interstratifiés rattachés au massif de Tramezaygues.

Roche compacte noire, dont la foliation est soulignée par des micas et par le développement de feldspaths blancs, isolés ou en lits. Des filonets feldspathiques obliques par rapport à la foliation existent également.

La plaque mince est taillée au contact d'un schiste quartziteux et d'un filonet feldspathique. Ce dernier présente de l'albite, du microcline, des plagioclases damouritisés, des bourgeons myrmékites, du quartz en jeu de patience et de la muscovite en petite quantité. Le schiste renferme de grands cristaux de quartz (0,5 à 1 mm) et des feldspaths ainsi que de la biotite et de la sillimanite.

Certains des quartz en grands cristaux appartenant à la partie riche en biotite et sillimanite sont affectés par une fissuration du type d'une schistosité de fracture.

Les feldspaths ne le sont jamais, pas plus que la biotite ou la sillimanite. Certains cristaux de quartz, parmi les plus petits ou les plus contournés, en sont exempts ou sont fissurés selon une autre direction (microphoto n° 6, pl. XXIV).

Schiste micacé.

Localité	Louron, Vierge de la Santette
Echantillon	9551
Texte	p. 224

Roche gris sombre litée, à cassures parallèles, et dont la foliation est soulignée par de nombreux cristaux de mica noir brillants et par l'alternance de lits blanchâtres riches en sillimanite, assez diffus, et de lits de mica. Cassure coupante, esquilleuse.

Au microscope, on observe l'abondance de la sillimanite en grosses touffes ou en aiguilles dans le quartz. Celui-ci forme de grands cristaux de 1/2 mm, en jeu de patience, aux contours très sinueux. Des lits à biotite et muscovite, contournés, séparent les précédents, eux-mêmes peu micacés. Feldspaths damouritisés.

Par places, présence de quartz en petits cristaux globuleux en inclusion dans les autres minéraux. Figures de corrosion au contact du quartz et de la biotite ou des feldspaths damouritisés.

Présence de zircons et de magnétite.

Micaschiste à andalousite.

Localité	Aygues Tortes, contrefort sud-est du pic de l'Abeillé
Echantillon	900
Texte	p. 55

Roche très compacte à cassure tranchante, qui se débite en lames de 2 cm d'épaisseur de teinte rouille en surface. Sur l'échantillon, on observe deux lits, l'un gris clair, l'autre gris

noir, séparés par une surface ondulée. La foliation est marquée par une alternance de lits clairs et sombres, parallèles à la surface de séparation. Nombreux lits de mica noir, et présence de masses blanches de quartz pouvant atteindre 1,5 cm dans la plus grande dimension.

Au microscope, on observe des cristaux d'andalousite allongés selon la trace de la schistosité ou de la foliation. Les sections perpendiculaires à l'allongement montrent que cette trace est à peu près la bissectrice de l'angle des traces de clivages m.m. Au sein même de ces cristaux, des lamelles de biotite ou des cristaux allongés de quartz (5/100 mm) forment des inclusions très nombreuses, allongées également selon la trace de la schistosité, qu'elles matérialisent.

A l'extérieur de l'andalousite, les cristaux sont également aplatis, y compris les cristaux de quartz, qui forment une mosaïque régulière. Ils sont de taille plus grande (3/10 mm) que les inclusions.

La biotite est riche en inclusions de zircon.

Gneiss à andalousite.

Localité	Louren, porte d'Arouge
Echantillon	947-2
Texte	p. 151

Roche sombre à découpage sub-parallélépipédique, à foliation grossière soulignée par des lits plus clairs espacés de 3 à 10 mm, et de 0,5 à 1 mm d'épaisseur et des alignements de petites taches plus foncées dans la masse grise. Les surfaces de clivage sont riches en muscovite et oxydes de fer.

Au microscope, on observe la présence d'un fond cristallin composé de quartz, de plagioclases damouritisés, et de très petits zircons. De petits cristaux de biotite chloritisée (2/10 mm) en font également partie. On observe en outre de grands cristaux d'andalousite (1 mm) allongés parallèlement à la trace des petits micas précédents, ainsi que de grands cristaux de biotite non altérée et de muscovite. Le quartz renferme en inclusion des aiguilles de sillimanite.

Les grands cristaux de biotite, rarement alignés selon la foliation, contrairement aux petits, sont rarement limités selon leurs surfaces de clivage, soit qu'ils s'interpénètrent, soit qu'on y observe des figures de corrosion par le quartz.

Les cristaux d'andalousite présentent avec le quartz une texture pœcilitique.

Des cristaux d'andésine apparaissent également.

Magnétite abondante.

Gneiss à cordiérite.

Localité	crête de Couartaou, chemin du débarcadère du téléphérique à la station de pompage
Echantillon	884 - I
Texte	p. 53

Roche compacte grisâtre, finement clivable, à schistosité soulignée par de la biotite. En section polie, on distingue de minuscules feuilletés clairs et foncés donnant à l'ensemble une teinte violacée.

En plaque mince, on observe une alternance de lits plus riches en quartz et de lits plus riches en biotite, des feldspaths totalement damouritisés se trouvant dispersés dans toute la roche. Le quartz est en cristaux disposés en mosaïque régulière, assez intimement engrenés, de 5/100 mm environ. La biotite est en paillettes de la même taille, orientées selon la schistosité et entourant poecilitiquement le quartz. Les feldspaths damouritisés n'ont que rarement leurs formes originelles. Ils semblent recouper les cristaux de biotite.

Dans certains lits apparaissent des cristaux de cordiérite allongés en forme d'amande, et accompagnés de touffes de sillimanite.

Leptynolite à lits micacés.

Localité	Couartaou, pentes R. G. du vallon de Caillaouas au-dessus de la falaise au niveau du col
Echantillon	966
Texte	p. 151

Roche dure à cassure nette, de teinte gris violacé, aux nombreux cristaux de mica noir. La roche présente une foliation, marquée par des lits blanchâtres de quartzite de 1 à 3 mm d'épaisseur, pouvant même être lenticulaires, alternant avec des lits où domine le mica. Patine verdâtre, altération rouille. En section polie, on peut déceler la présence de sillimanite. L'épaisseur des feuillets varie par zones.

Au microscope, la foliation est soulignée par l'alternance de lits très minces, constitués soit de quartz en cristaux très aplatis, soit de biotite et de sillimanite. On observe, en outre, des cristaux de cordiérite et de l'oligoclase en faible proportion.

L'apatite est abondante.

Le quartz forme également une quantité de petits cristaux globuleux en inclusion disposés au hasard dans tous les autres minéraux.

TABLEAUX
D'ANALYSES CHIMIQUES

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 1
923

Granite de la Maladetta

Loc. : front. nord du Glacier

Analyste : M.A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 69,78	1163	1163		
Al ₂ O ₃ 15,78	155	309		
Fe ₂ O ₃ 0,80	5	10		
FeO 2,16	31	31		
MnO 0,05	1	1		si 320
MgO 1,46	37	37		al 43
CaO 2,75	50	50		fm 21
Na ₂ O 2,38	39	77		c 13
K ₂ O 4,22	45	89		alk 23
TiO ₂ 0,30	4	4		si' 192
P ₂ O ₅ 0,12	1	2		qz 128
H ₂ O - 0,08				
H ₂ O + 0,76				
PF 0,12				
<u>Calcul C.I.P.W. - LACROIX</u>				
Coup/Bar		7,965	<u>Composition virtuelle</u>	
Q/F		0,4789	Q	30,36
K ₂ O + Na ₂ O/CaO'		1,787	Or	25,02
K ₂ O/Na ₂ O		1,154	Ab	20,44
P/M		3,729	An	13,07
FeO + MgO/CaO''		23	Hy	6,60
MgO/FeO		1,193	C	2,45
Paramètres : I (II), '4, 2(3), 3 [2, 1, 1, 3]			Ma	1,16
Nom : Granodiorite			Ilm	0,6
			Ap	0,34

TABLEAU D'ANALYSE n° 2

940 bis

Granodiorite (Granite porphyroïde) du Lys-Caillaouas

Loc. Lac de Caillaouas

Analyste : M. A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 68,76	1144	1144	61,09	
Al ₂ O ₃ 15,41	151	302	16,13	
Fe ₂ O ₃ 0,52	3	7	0,37	
FeO 3,88	54	54	2,88	si 306
MnO 0,05	-	1	-	al 40
MgO 1,13	28	28	1,495	fm 24
CaO 3,08	55	55	2,93	c 15
Na ₂ O 2,97	48	96	5,13	alk 21
K ₂ O 2,76	30	59	3,15	si' 184
TiO ₂ 0,50	6	6	0,32	qz 122
P ₂ O ₅ 0,27	-	3	0,16	
H ₂ O+ 0,38				
H ₂ O- 0,08				
<u>Calcul C. I. P. W. - LACROIX</u>				
		<u>Composition virtuelle</u>		
Coup/Bar	8,068	Q	30,42	
Q/F	0,5485	Or	16,68	
K ₂ O + Na ₂ O/CaO'	1,592	Al	25,15	
K ₂ O/Na ₂ O	0,625	An	13,62	
P/M	5,261	FeSiO ₃	5,94	
FeO + MgO/CaO''	13,66	MgSiO ₃	2,80	
MgO/FeO	0,5185	C	2,45	
		Ma	0,70	
		Ilm	0,91	
		Ap	0,67	
Paramètres: I (II), 2 (3), '3, 3(4) ['2, 1, 1', '4]				
Nom : Granodiorite				

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 3

1243

Granite alcalin (granulite) du Perdighero

Loc. : sommet du Perdighero (3222 m)

Analyste : M.A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 72,54	1209	1209	68,55	si 395 al 49 fm 12 c 6 alk 33 si' 232 qz 163
Al ₂ O ₃ 14,90	146	292	15,52	
Fe ₂ O ₃ 0,17	1	2	0,11	
FeO 1,29	18	18	0,96	
MnO 0,02	-	-	-	
MgO 0,55	14	14	0,74	
CaO 1,06	19	19	1,09	
Na ₂ O 3,21	52	104	5,53	
K ₂ O 4,44	47	94	4,99	
TiO ₂ 0,14	2	2	0,74	
P ₂ O ₅ 0,45	3	3	0,32	
H ₂ O+ 0,45				
H ₂ O - 0,23				
PF 0,38				
Calcul C.I.P.W. - LACROIX				
Coup/Bar 10,23		Composition virtuelle		
Q/F 0,6099		Q	34,08	
K ₂ O + Na ₂ O/ CaO'		Or	26,13	
K ₂ O/Na ₂ O 0,904		Ab	27,25	
P/M 6,38		An	2,50	
MgO + FeO/ CaO'' 3,2		Hy	3,38	
MgO/FeO 0,778		Mn	0,23	
Paramètres : I'. 3 (4). 1'. 3 [(1)2.1.2.3']		Ilm	0,30	
		C	3,88	
		Ap	1,01	
Nom : Granite alcalin				

TABLEAU D'ANALYSE n° 4

1395

Granodiorite du Lac Glacé du Port d'O6

Loc. : pluviomètre au Sud du Lac Glacé

Analyste : M.A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 57,17	953	953	50,60	
Al ₂ O ₃ 19,37	190	380	20,175	
Fe ₂ O ₃ 1,12	7	14	0,74	
FeO 6,06	84	84	4,66	
MnO 0,07	1	1	-	si 180
MgO 3,19	80	80	4,25	al 36
CaO 5,66	101	101	5,36	fm 34
Na ₂ O 2,14	34	68	3,61	c 19
K ₂ O 2,40	26	52	2,76	alk 11
TiO ₂ 1,06	14	14	0,74	si' 144
P ₂ O ₅ 0,27	2	3	0,20	qz 39
H ₂ O+ 0,81				
H ₂ O- 0,25				
PF 0,29				

Calcul C. I. P. W. - LACROIX

		<u>Composition virtuelle</u>	
Coup/Bar	3,028	Q	15,54
Q/F	0,265	Or	14,46
K ₂ O + Na ₂ O/CaO'	0,632	Ab	17,82
K ₂ O/Na ₂ O	0,765	An	26,41
P/M	4,387	Hy	16,45
FeO + MgO/CaO''	27,5	Ma	1,62
MgO/FeO	0,9412	Ilm	2,13
Paramètres : II. 4. 3(4). 3' [12. 1. 1. 3]		C	3,57
Nom : Granodiorite		Ap	0,67
		An %	59,71

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 5

833

Granodiorite de Néouvielle

Loc. : Carrière de Cap de Long

Analyste : M. A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 63,90	1063	1063		
Al ₂ O ₃ 16,66	164	327		
Fe ₂ O ₃ 0,73	5	9		
FeO 3,60	50	50		
MnO 0,07	1	1		si 237
MgO 2,73	68	68		al 36
CaO 5,09	91	91		fm 29
Na ₂ O 2,40	39	77		c 20
K ₂ O 2,60	28	55		alk 15
TiO ₂ 0,45	6	6		si' 160
P ₂ O ₅ 0,11	1	1		qz 77
H ₂ O - 0,05				
H ₂ O + 0,41				
PF 0,39				

Calcul C.I.P.W. - LACROIX

		<u>Composition virtuelle</u>	
Coup/ Bar	6,009	Q	22,62
Q/ F	0,369	Or	15,57
K ₂ O + Na ₂ O/ CaO'	0,736	Ab	20,44
K ₂ O/ Na ₂ O	0,718	An	24,46
P/ M	5,704	FeSiO ₃	5,28
FeO + MgO/ CaO''	1,308	MgSiO ₃	6,80
MgO/ FeO	0,750	C	0,91
Paramètres: I (II). 4. 3'. 3' [(1) 2. 1. '3. 3']		Ma	1,16
		Ilm	0,91
		Ap	0,33
Nom : Granodiorite			

TABLEAU D'ANALYSE n° 6

904

Granite monzonitique (Granulite) de Tramezaygues

Loc. : pentes sud de la Centrale de Lassoula

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 69,39	1156	1156	60,33	
Al ₂ O ₃ 15,41	151	302	15,75	
Fe ₂ O ₃ 0,63	4	8	0,41	
FeO 2,72	38	38	1,97	si 340
MnO 0,06	-	-	0,04	al 44
MgO 0,81	20	20	1,06	fm 20
CaO 1,93	34	34	1,80	c 10
Na ₂ O 3,08	50	100	5,18	alk 26
K ₂ O 3,60	38	76	3,99	si' 204
TiO ₂ 0,31	4	4	0,20	qz 128
P ₂ O ₅ 0,20	1	3	0,07	
H ₂ O+ 0,87				
H ₂ O- 0,07				
PF -				
Calcul C.I.P.W. - LACROIX				
			Composition virtuelle	
Coup/Bar	7,734		Q	30,90
Q/F	0,552		Or	21,13
K ₂ O + Na ₂ O / CaO'	2,839		Ab	26,20
K ₂ O/Na ₂ O	0,76		An	8,62
P/M	3,955		Hy	6,09
MgO + FeO/CaO''	19,67		Ma	0,93
MgO/FeO	0,513		Ilm	0,61
Paramètres : I (II). (3) 4.2.3' [2.1.1.'4]			C	3,26
Nom : Granite monzonitique			Ap	0,34

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 7

848

Granite alcalin (Granulite) de Bielsa

Loc. : La Géla (alluvions)

Analyste : M.A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 71,28	1188	1188	63,22	
Al ₂ O ₃ 14,57	143	286	15,26	
Fe ₂ O ₃ 0,59	4	7	0,37	
FeO 2,01	29	29	1,49	si 382
MnO 0,03	-	-	-	al 46
MgO 0,61	15	15	0,80	fm 16
CaO 0,99	18	18	0,96	c 6
Na ₂ O 2,46	40	79	4,21	alk 32
K ₂ O 5,63	60	119	6,34	si' 228
TiO ₂ 0,20	3	3	0,10	qz 154
P ₂ O ₅ 0,21	1	3	0,16	
H ₂ O- 0,05				
H ₂ O+ 0,67			1,92	
PF 0,26				

Calcul C. I. P. W. - LACROIX

		<u>Composition virtuelle</u>	
Coup/Bar	8,219	Q	31,26
Q/F	0,5345	Or	33,36
K ₂ O + Na ₂ O/CaO'	6,66	Ab	20,96
K ₂ O/Na ₂ O	1,5	An	4,17
P/M	1,325	Hy	4,40
MgO + FeO/CaO''	14,66	Ma	0,93
MgO/FeO	0,517	Ilm	0,46
Paramètres : I (II). 3(4). (1)2. (2)3 ['3. 1. 1'. '4]		C	2,86
Nom : Granite alcalin		Ap	0,34

TABLEAU D'ANALYSE n° 8

1358 bis

Granodiorite de Bordères

Loc. : Bordères - Louron

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 69,22	1154	1154	92,32	
Al ₂ O ₃ 15,23	149	298	23,84	
Fe ₂ O ₃ 0,50	3	6	0,50	
FeO 2,15	30	30	2,40	si 366
MnO 0,04	-	-	-	al 47
MgO 1,29	32	32	2,56	fm 22
CaO 1,22	21	21	1,68	c 7
Na ₂ O 2,68	43	86	7,04	alk 24
K ₂ O 2,96	32	64	4,50	si' 198
TiO ₂ 0,26	3	3	0,26	qz 168
P ₂ O ₅ 0,10	1	2	0,23	
H ₂ O+ 0,96				
H ₂ O- 0,18				
PF 0,33				
<u>Calcul C.I.P.W. - LACROIX</u>				
			<u>Composition virtuelle</u>	
Coup/ Bar	6,042		Q	36,72
Q/ F	0,810		Or	17,79
K ₂ O + Na ₂ O/ CaO'	4,072		Ab	22,53
K ₂ O/ Na ₂ O	0,744		An	5,00
P/ M	5,58		Hy	6,37
MgO + FeO/ CaO''	20,66		C	5,71
MgO/ FeO	1,06		Ma	0,70
Paramètres: I (II). 3. 2. 3' [(1) 2. 1. 1. 3]			Ilm	0,46
Nom : Granodiorite			Ap	0,34

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 9

M. C. P. 925

Rhyolite de la Maladetta

Loc. : Col du Portillon Supérieur

Analyste : M. A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 Oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 73,16	1219	1219		
Al ₂ O ₃ 15,36	151	301		
Fe ₂ O ₃ 0,40	3	5		
FeO 0,36	5	5		si 410
MnO -	-	-		al 51
MgO 0,70	18	18		fm 9
CaO 0,41	7	7		c 2
Na ₂ O 3,01	48	97		alk 38
K ₂ O 5,94	64	127		si' 252
TiO ₂ -	-	-		qz 158
P ₂ O ₅ 0,24	1	3		
H ₂ O+ 0,68				
H ₂ O- 0,04				
PF 0,30				
<u>Calcul C. I. P. W. - LACROIX</u>				
		<u>Composition virtuelle</u>		
Coup/Bar	1,394	Q	31,14	
Q/F	0,504	Or	35,58	
K ₂ O + Na ₂ O/CaO'	28	Ab	25,15	
K ₂ O/Na ₂ O	1,33	An	1,11	
P/M	2,94	Hy	2,06	
MgO + FeO/CaO''	7,66	Ma	0,70	
MgO/FeO	3,6	C	3,57	
Paramètres : 'III. '4. 1. '3 [2. 1. 1 (2). 2]		Ap	0,34	
Nom : Rhyolite alcaline				

TABLEAU D'ANALYSE n° 10

M.C.P. 924

Microgranite du Nethou

Loc. : Col du Portillon Supérieur

Analyste : M.A. BEHR

% pond.	mmol. p. 100 g	un. monomet.	Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂ 70,78	1179	1179		
Al ₂ O ₃ 15,01	147	294		
Fe ₂ O ₃ 0,33	2	4		
FeO 4,16	57	57		si 336
MnO 0,07	1	1		al 43
MgO 0,62	15	15		fm 23
CaO 1,34	24	24		c 7
Na ₂ O 2,68	44	87		alk 27
K ₂ O 4,66	50	99		si 208
TiO ₂ 0,30	4	4		qz 128
P ₂ O ₅ 0,17	1	2		
H ₂ O+ 0,54				
H ₂ O- 0,10				
PF -				
Calcul C.I.P.W. - LACROIX				
		Composition virtuelle		
Coup/Bar	6,67	Q	30,36	
Q/F	0,5355	Or	27,80	
K ₂ O + Na ₂ O/CaO'	4,48	Ab	23,06	
K ₂ O/Na ₂ O	1,14	An	5,84	
P/M	7,81	Hy	8,36	
MgO + FeO/CaO	24,33	Ma	0,46	
MgO/FeO	0,26	Ilm	0,61	
Paramètres: I (II). (3) 4. '2. 3 [1 (2). 1. 1. 4]		C	3,26	
Nom : Microgranite monzonitique.		Ap	0,34	

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 11

863

Schiste sériciteux vert, Ordovicien
Loc. : Rioumajou, amont de Frédancon

Analyste : M.A. BEHR

Comp. pond.		Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂	64,70	57,675	
Al ₂ O ₃	18,32	19,245	
Fe ₂ O ₃	3,32	2,25	
FeO	2,73	2,04	
MnO	0,05		si 294
MgO	0,90	1,18	al 49
CaO	1,20	1,18	fm 28
Na ₂ O	0,72	1,23	c 6
K ₂ O	4,64	5,25	alk 17
TiO ₂	1,20	0,80	k 0,87
P ₂ O ₅	0,13	0,375	mg 0,13
H ₂ O+	1,48	4,395	c/fm 0,21
H ₂ O-	0,28		
PF	1,14		
Présence de matières charbonneuses			
Molécules de base		Composition virtuelle	
Kp	17,35	Ilm	2,64
Ne	4,07	Ma	1,08
Cal	3,89	Zo	5,18
C	11,35	Bi	8,56
Fs	3,72	Ms	32,99
Fo	1,99	Pa	8,64
Fa	3,36	Ab	0,62
Ru	0,88	Q	41,89
Q	53,33		

TABLEAU D'ANALYSE n° 12

877

Schiste bleu Ordovicien

Loc. : Rioumajou, aval du Pont Soubiron, rive gauche

Analyste : M.A. BEHR

Comp. pond.		Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂	65,64	59,49	
Al ₂ O ₃	18,30	19,61	
Fe ₂ O ₃	2,36	0,82	
FeO	2,58	1,96	
MnO	0,03		si 355
MgO	1,31	1,80	al 59
CaO	0,41	0,38	fm 27
Na ₂ O	0,65	1,09	c 2
K ₂ O	2,54	2,94	alk 12
TiO ₂	1,20	0,82	si' 148
P ₂ O ₅	traces		c/fm 0,07
H ₂ O +	néant		
H ₂ O -	1,72		
PF	0,88		
Molécules de base		Composition virtuelle	
Kp	11,41	Ilm	2,77
Ne	3,87	At	5,12
Ca	0,43	Fe At	5,53
C	17,33	Pa	9,03
Fs	2,77	Ms	26,62
Fo	3,07	Andal.	4,34
Fa	3,32	Q	48,66
Ru	0,92		
Q	59,37		

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 13

866

Schiste vert à prismes de biotite, Ordovicien

Loc. : Rioumajou, amont de Frédancon

Analyste : M.A. BEHR

Com. pond.		Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI
SiO ₂	70,63	61,91	
Al ₂ O ₃	15,98	16,56	
Fe ₂ O ₃	2,00	1,32	
FeO	3,08	2,27	
MnO	0,03		
MgO	1,32	1,74	si 419
CaO	0,03	0,84	al 56
Na ₂ O	0,48	1,53	fm 36
K ₂ O	1,37	0,53	c -
TiO ₂	1,00		alk 8
P ₂ O ₅	Traces		
H ₂ O 105c	0,08		
H ₂ O comb.	2,18		
CO ₂	-		
PF	néant		
	98,18		
Molécules de base		Composition virtuelle	
Kp	5,29	Ilm	1,83
Ne	2,92	Bi	8,96
C	16,36	Sta	8,82
Es	1,64	Ms	4,50
Fo	3,04	Pa	6,81
Fa	3,89	Andal.	12,14
Ru	0,61	Q	54,96
Q	64,08		

TABLEAU D'ANALYSE n° 14

862

Schiste bleu Ordovicien
Loc. : Rioumajou, Sapinière de l'Hôpital

Analyste : M. A. BEHR

Comp. pond.		Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI	
SiO ₂	56,79	51,89		
Al ₂ O ₃	21,53	23,17		
Fe ₂ O ₃	2,31	1,59		
FeO	7,11	5,38		
MnO	0,13			
MgO	2,01	2,74	si	426
CaO	0,85	0,82	al	46
Na ₂ O	0,69	1,21	fm	39
K ₂ O	3,94	4,61	c	3
TiO ₂	1,20	0,82	alk	12
P ₂ O ₅	0,17			
H ₂ O 105c	0,08			
H ₂ O comb.	3,66			
CO ₂	-			
PF	0,45			
	100,92			
Molécules de base		Composition virtuelle		
Kp	14,99	Ilm	2,62	
Ne	3,93	At	7,43	
Ca	0,89	Fe-At	8,05	
C	18,80	Pa	9,17	
Fs	2,62	Ms	34,98	
Fo	4,46	Ca	0,89	
Fa	8,74	Fe-Serp	4,34	
Ru	0,89	Q	32,47	
Q	44,62			

ANALYSES CHIMIQUES

TABLEAU D'ANALYSE n° 15

940 B

Cornéenne à pyroxènes et grenats

Loc. : Lac de Caillaouas

Analyste : Mlle S. DIETSCH

Comp. pond.		Cell. Standard p. 160 oxyg.	Param. NIGGLI	
SiO ₂	41,78	42,23		
Al ₂ O ₃	18,82	22,33		
Fe ₂ O ₃	1,06	0,85		
FeO	6,25	5,28		
MnO	0,20	-		
MgO	2,88	4,37	si	86
CaO	24,85	26,88	al	22
Na ₂ O	0,57	1,09	fm	21
K ₂ O	0,22	0,24	c	54
TiO ₂	0,85	0,67	alk	13
P ₂ O ₅	0,35	0,18		
H ₂ O +	1,10	3,70		
H ₂ O -	0,08			
PF	1,13			
<u>Molécules de base</u>		<u>Composition virtuelle</u>		
Kp	0,70	Ma	1,23	
Ne	3,15	Sph	1,92	
Cal	30,30	Dy	0,88	
Cs	12,03	Pa	2,45	
Ca	7,76	D	16,80	
Fs	1,23	Fe-Trem	5,26	
Fo	6,30	Gren	26,72	
Fa	9,55	Ms	1,63	
Ru	0,64	Ts	26,35	
Q	30,30	Q	10,38	
		Ca	7,76	

TABLEAU D'ANALYSE n° 16

Dosages de CO_3Ca et CO_3Mg dans 11 échantillons
prélevés dans divers niveaux calcaires

Analyste : Mlle S. DIETSCH

	CO_3Ca	CO_3Mg
	% pond.	% pond.
<u>Calcaires dévoniens</u>		
375 Labach de Cazaux	90,72	0,79
489 Medassoles	55,90	4,62
498 Medassoles	92,80	1,25
<u>Calcaires ordoviciens</u>		
859 La Gêla	68,31	3,49
860 Lourtiga	87,77	0,63
914 Pic du Midi	62,85	1,17
936 Caillaouas	87,22	1,08
937 "	67,77	3,35
940 A "	26,96	0,63
940 B "	16,96	0,54
944 Porte d'Arouge	58,10	1,14

} cornéennes à py-
roxènes et grenats

N. B.-On note sur le terrain les grandes variations du rapport quartz/carbonates,
non seulement d'un banc à l'autre, mais au sein d'un même banc.

BIBLIOGRAPHIE

- ALASTRUE E., ALMELA A., RIOS J. M. (1957). — Explicación al Mapa geológico de la Provincia de Huesca, 1/200 000, p. 1-243. Inst. Geol. y Minero de España, Madrid.
- ALLAART J. H. (1953). — La couverture sédimentaire septentrionale du massif Ax-Montcalm. *Leidse geol. Med.*, **18**, p. 254-271.
- ARMENGAUD A., COMET F. (1953). — Guide de la région d'Aure et de Luchon (du Port de Barosa au Val d'Aran). Toulouse, Privat.
- ASTRE G. (1938a). — Dislocations de Sécujélo et origine tectonique du lac d'Oô. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **72**, n° 3, p. 215.
- ASTRE G. (1938b). — Migmatites et failles de la hêtraie de Lapadé. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse*, **72**, n° 3, p. 193.
- ASTRE G. (1941). — Lame calcaire entre les pics Crabioules et Lezat. *C. R. Soc. géol. Fr.* (3), p. 92-93.
- AUTRAN A., GUITARD G. (1955). — Stratigraphie du Paléozoïque inférieur de la zone axiale au Sud de Saint-Girons (Ariège). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **241**, p. 969-971.
- BAER A. (1956). — La schistosité et sa répartition. Résumé des recherches de P. FOURMARIER. *Geol. Rundschau, Dtsch.*, **45**, n° 2, p. 234-247.
- BARROIS Ch. (1883). — Sur les faunes siluriennes de Haute-Garonne. *Ann. Soc. géol. Nord*, **10**, p. 151-170.
- BARROIS Ch. (1887). — Sur les faunes siluriennes et dévoniennes de la Haute-Garonne d'après les découvertes de M. Gourdon. A. F. A. S., Congrès de Toulouse, p. 507-517.
- BARROIS Ch. (1888). — Note sur l'existence du genre *Oldhamia* dans les Pyrénées. *Ann. Soc. géol. Nord*, **15**, p. 154-157.
- BARROIS Ch. (1892). — Mémoire sur la distribution des Graptolites en France. *Ann. Soc. géol. Nord*, **20**, p. 75-191.
- BELL J. F. (1936). — The investigation of the cleavage of granites. *Econ. Geol., U. S. A.*, **31**, n° 3, p. 272.
- BERGERON J. (1899). — Sur la base du Carbonifère dans la Montagne Noire. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **27**, p. 36-43.
- BERTRAND L. (1907a). — Sur l'allure des plis anciens dans les Pyrénées Centrales et Orientales. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **144**, p. 289.
- BERTRAND L. (1907b). — Contribution à l'histoire stratigraphique et tectonique des Pyrénées Orientales et Centrales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **17**, n° 118, p. 365.

- BÖHM R. (1935a). — Etude sur la flore de l'horizon à lydiennes de la base du Carbonifère de la Montagne Noire, p. 1-31. Montpellier.
- BÖHM R. (1935b). — Etudes sur les faunes du Dévonien supérieur et du Carbonifère inférieur de la Montagne Noire. *Thèse Sciences*, Montpellier, 203 p.
- BOURCART J. (1956). — Transgressions et régressions marines. Le point de vue d'un océanographe. *Bull. Soc. belge Géol.*, **65**, n° 2, p. 138-164.
- BRESSON A. (1898). — C. R. des collaborateurs, Feuille de Luz. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **10**, n° 69, p. 78-80.
- BRESSON A. (1900). — Sur l'âge des massifs granitiques de Cauterets et de Néouvielle (Hautes-Pyrénées) et d'une partie des formations anciennes qui les bordent. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **131**, p. 1255-1258.
- BRESSON A. (1901). — C. R. des collaborateurs pour la campagne de 1901. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **12**, n° 85, p. 118-125.
- BRESSON A. (1903). — Etudes sur les formations anciennes des Hautes et des Basses-Pyrénées (Haute Chaîne). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **14**, n° 93, 278 p., 3 cartes.
- B. R. G. M., DESTOMBES J. P. (1951a). — Chantiers hydro-électriques pyrénéens. Etude géologique des galeries du Massif de Lys-Caillaouas. Inédit.
- BUREAU E. (1866). — Note sur les plantes fossiles du dépôt houiller de la Rhune. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), **23**, p. 846.
- CALEMBERT L. (1951). — Sur la géologie des environs de Bosost (Hautes-Pyrénées d'Espagne). *Ann. Soc. géol. Belg.*, **75**, n° 3, p. 123-130, 1 carte, 2 coupes.
- CALEMBERT L. (1952). — Observations sur la feuille de Bagnères-de-Luchon, dans la partie espagnole de la Haute-Garonne. *C. R. Soc. géol., Fr.*, (2), p. 16.
- CARALP J. (1888). — Etudes géologiques sur les hauts massifs des Pyrénées Centrales (Ariège, Haute-Garonne, Val d'Aran). *Thèse Sciences*, Toulouse.
- CARALP J. (1891). — Sur l'attribution au Carbonifère des schistes à *Oldhamia* du pays de Luchon. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **19**, p. 762.
- CARALP J. (1894). — Feuilles de Bagnères et de Luz. C. R. des collaborateurs. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **6**, n° 38.
- CARALP J. (1896). — Le granite de Bordères (H.-P.), son âge, ses relations avec quelques autres granites pyrénéens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **24**, p. 528-532.
- CARALP J. (1899). — Le Carbonifère des Pyrénées Centrales. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **128**, p. 1413.
- CARALP J. (1903). — Sur le système permien dans les Pyrénées françaises et espagnoles. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **137**, p. 1008.
- CARRINGTON DA COSTA J. (1952). — Os movimentos Caledonicos a preliminares Hercinicos na Peninsula Iberica. *Bol. Soc. geol. Portug.*, **10**.
- CASTERAS M. (1933). — Recherches sur la structure du versant nord des Pyrénées Centrales et Orientales. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **37**, n° 189, p. 1-515, carte au 1/200 000.
- CASTERAS M. (1953). — Sur la constitution du socle et de la couverture détritique du Massif d'Igouze (Basses-Pyrénées). *C. R. Soc. géol., Fr.*, n° 16, p. 334.
- CASTERAS M. (1954). — Phases de plissement dans les Pyrénées basques et orientales. *C. R. XIX^e Congr. internation. Géol. (Alger). Sect. 13*, n° 14, p. 143-164.
- CAVET P. (1951a). — Sur la stratigraphie du Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées-Orientales. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **232**, p. 743-745.
- CAVET P. (1951b). — Découverte du Cambrien à Archéocyathidés dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales. Interprétation stratigraphique de cette zone. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **232**, n° 9, p. 858-859.

- CAVET (1957). — Le Paléozoïque de la zone axiale des Pyrénées-Orientales françaises entre le Roussillon et l'Andorre. (Etude stratigraphique et paléontologique). *Bull. serv. carte géol. Fr.*, **55**, n° 254, p. 1-216, carte au 1/200 000.
- CAYEUX L. (1929). — Les roches sédimentaires de France. Roches siliceuses. *Mém. Carte géol., Fr.*
- CHARPENTIER J. de (1823). — Essai sur la constitution géognostique des Pyrénées. Paris, 633 p.
- CHEVALIER M. (1909). — Note sur la « Cuencita » de la Seo de Urgel. (Province de Lerida, Espagne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), **9**, p. 158-178.
- CHEVALIER M. (1925). — Andorra. 112 p. et pl.
- CHOUBERT G. (1947a). — Les conditions tectoniques de la mise en place des granites hercy-niens du Maroc. *C. R. Soc. géol., Fr.*, (5), n° 13, p. 262.
- CHOUBERT G. (1947b). — Recherche d'une explication de la mise en place des granites hercy-niens du Maroc. *C. R. Soc. géol., Fr.*, (5), n° 13, p. 285.
- CHOUBERT G. (1952). — L'origine des granites et la physique nucléaire. *Bull. Serv. géol. Maroc*, **6**, p. 167-214.
- CIZANCOURT H. de (1947). — Quelques problèmes de tectonique géométrique. *Rev. Inst. fr. Pétrole et Ann. Comb. Liq.*, **2**, n°s 1, 2, 3, 5, Janv., Fév., Mars, Mai, p. 3-24, 81-98, 141-154, 252.
- CLIN M. (1956). — Sur la limite orientale du chevauchement de Gèdre-Gavarnie (Pyrénées françaises). *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **242**, p. 2374.
- CLOOS E. (1955). — Experimental analysis of fracture patterns. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **66**, n° 3, p. 241-256.
- COMTE P. (1938). — La transgression du Famennien Supérieur dans la Cordillère cantabrique. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **206**, p. 1741.
- CORDIER (1804). — Voyage à la Maladetta. *Ann. Mines Fr.*, (1), **15**, an XII, p. 265.
- DALLONI M. (1910). — Etude géologique des Pyrénées de l'Aragon. Thèse. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, **19**, 444 p., carte au 1/400 000.
- DALLONI M. (1911a). — Découverte de l'*Equisetum arenaceum* à la partie supérieure du grès rouge pyrénéen. *C. R. Soc. géol., Fr.*, (3), p. 28.
- DALLONI M. (1911b). — Sur l'extension des griottes à *Anarcestes subnautilus* dans les Pyrénées. *C. R. Soc. géol., Fr.*, (3), p. 68.
- DALLONI M. (1929). — Le Carbonifère des Pyrénées catalanes. *C. R. Congr. A. F. A. S.*, La Rochelle, 1928.
- DALLONI M. (1930). — Géologie des Pyrénées catalanes. *Ann. Fac. Sci. Marseille*, **26**, n° 3, 373 p., carte au 1/400 000.
- DALLONI M. (1938). — Sur les dépôts permien des Pyrénées à flore de l'Angaride. *C. R. Acad. Sci., Fr.*, **206**, p. 115.
- DALLONI M. (1950). — Révision de la feuille d'Urdos au 1/80 000. Terrains primaires. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **48**, n° 231, p. 411.
- DALLONI M. (1957). — Sur un horizon marin fossilifère dans le grès rouge permien de la Neste d'Aure (H. P.). *C. R. Soc. géol., Fr.*, (6), p. 109.
- DAUBRÉE (1879). — Etudes synthétiques de géologie expérimentale. Paris, Dunod.
- DELÉPINE G. (1931). — L'âge des schistes de Mondette (Ariège). *C. R. Soc. géol., Fr.*, (5), p. 157.
- DELÉPINE G. (1935a). — Contribution à l'étude de la faune du Dinantien dans les Pyrénées. 2 parties. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **5**, p. 65-75, 171-191.
- DELÉPINE G. (1935b). — Le Carbonifère du Sud de la France (Pyrénées et Montagne Noire) et

- du Nord-Ouest de l'Espagne (Asturies). *II^e Congr. Avanc. Et. stratigr. Géol. Carbonif., Heerlen, Nederl.*
- DELÉPINE G. (1953). — Le Carbonifère marin de l'Europe Centrale et Occidentale et ses corrélations avec celui de l'Afrique du Nord. *C. R. XIX^e Congr. internation. Géol. (Alger)*. Section 2, n° 2, p. 73.
- DELÉPINE G., DUBAR G., LAVERDIÈRE J. W. (1929). — Observations sur quelques gisements du Carbonifère des Pyrénées. *C. R. Soc. géol., Fr., (4)*, p. 236.
- DEMAY A. (1942). — Microtectonique et tectonique profonde. Cristallisations et injections magmatiques syntectoniques. *Mém. Carte géol., Fr.*
- DEMAY A. (1954). — Microtectonique et tectonique générale. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt., Oesterr., 4*, p. 101-110.
- DESTOMBES J. P. (1950). — L'Ordovicien de la Haute-Ariège. *C.R. Soc. géol., Fr., (5)*, p. 75.
- DESTOMBES J. P. (1951b). — Les calcaires du Paléozoïque inférieur des Pyrénées Centrales. *C. R. Soc. géol., Fr., (6)*, n° 3, p. 40.
- DESTOMBES J. P. (1953). — Stratigraphie des terrains primaires de la Haute-Garonne. *C. R. XIX^e Congr. internation. Géol. (Alger)*, Sect. 2, n° 2, p. 107.
- DESTOMBES J. P., GUITARD G., LOUGNON J. (1951). — Présence de la scheelite dans les zones de contact des granites hercyniens des Pyrénées. *C. R. Acad. Sci., Fr., 233*, p. 1380.
- DESTOMBES J. P., RAGUIN E. (1953). — Les relations du granite et du Paléozoïque dans les Pyrénées luchonnaises (Haute-Garonne). *C. R. Soc. géol., Fr., (6)*, p. 337.
- DESTOMBES J. P., VAYSSE (A.) (1947). — Sur le Gothlandien de la vallée de la Pique. *Bull. Soc. géol. Fr., (5)*, 17, p. 403.
- DRESCHER-KADEN F. K. (1948). — Die Feldspath-Quartz-Reaktionsgefüge der Granite und Gneisse. Berlin-Göttingen-Heidelberg, Springer.
- DUBAR G. (1931a). — Sur la présence des schistes du Dinantien Supérieur à Saint-Antoine (Ariège). *C. R. Soc. géol., Fr., (5)*, p. 225.
- DUBAR G. (1931b). — Sur la présence dans les Basses-Pyrénées des goniatites carbonifères de Mondette. *C. R. Soc. géol., Fr., (5)*, p. 212.
- DUBAR G., LAVERDIÈRE J. W. (1928). — Sur la présence de grès d'âge dévonien supérieur au Sud-Est de Saint-Jean-Pied-de-Port (B. P.). *Bull. Soc. géol. Fr., 28*, p. 395.
- DUFRENOY (1873). — Explication de la carte géologique de France: les Pyrénées. Paris, p. 108-182.
- DURAND J. (1939). — Les granites des Pyrénées françaises. *Bull. Soc. Hist. nat. Toulouse, 73*, p. 113-126.
- DURAND J., RAGUIN E. (1943). — Sur la structure du Massif de Maubermé, dans les Pyrénées ariégeoises. *Bull. Soc. géol. Fr., (5)*, 13, p. 9-19.
- DURAND DELGA M., LARDEUX H. (1958). — Les lydiennes à *Tentaculites* de Cascastel (Massif du Mouthoumet, Aude). *C. R. Soc. géol., Fr., (6)*, n° 1-2, p. 18-20.
- FAIRBAIRN H. W. (1949). — Structural petrology of deformed rocks. Addison-Wesley Press.
- FALCO RUIZ M., MADARIAGA R. (1941). — Aportación al estudio de los terrenos carbonífero y permiano en España. *Bol. Inst. geol. miner. Esp., 55*.
- FOURMARIER P. (1936). — Un exemple typique de diaclases remaniées par le développement de la schistosité. *Ann. Soc. géol., Belg., Bull., 59*, p. 206-210.
- FOURMARIER P. (1951a). — Remarques au sujet de la distribution de la schistosité dans les Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr., (6)*, 1, n° 7, p. 543-552.
- FOURMARIER P. (1951b). — Schistosité, foliation et microplissement. *Arch. Sci. Genève, 4*, n° 1, p. 5-23.

- FOURMARIER P. (1952a). — Microplissement et plis minuscules. *Ann. Soc. géol., Belg., Bull.*, **76**, p. 81-87.
- FOURMARIER P. (1952b). — Aperçu sur les déformations intimes des roches en terrains plissés. *Ann. Soc. géol., Belg., Bull.*, **75**, n° 6, p. 181-194.
- FOURMARIER P. (1953). — Schistosité et grande tectonique. *Ann. Soc. géol. Belg., Bull.*, **76**, n° 9, p. 275-301, 8 fig.
- FOURNIÉ L. (1956). — Sur l'origine exogène du gîte de manganèse de Las Cabesses (Ariège) et remarques sur les gisements pyrénéens. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **6**, p. 81.
- FOURNIER E. (1908). — Etudes sur les Pyrénées basques (Basses-Pyrénées, Navarre et Guipuzcoa). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **18**, n° 121, p. 491.
- GARRIGOU F. (1865). — Etude du terrain stratifié dit Laurentien ou Antésilurien dans l'Ariège et les autres parties des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), **25**, p. 476.
- GENSON E., ALBAILLE J. E., MAURY J. (1941). — L'horizon à lydiennes de la base du Carbonifère de la région de Cabrières (Béziers), 6 p.
- GÈZE (1947). — Sur la genèse des calcaires noduleux et des lydiennes à nodules phosphatés de la Montagne Noire (Hérault). *C.R. Acad. Sci. Fr.*, **225**, p. 1343.
- GÈZE (1949). — Etude géologique de la Montagne Noire et des Cévennes méridionales. *Mém. Soc. géol. Fr.*, **29** (nouv. sér.), fasc. 1-3, n° 62, 215 p., 110 fig., 7 pl.
- GIGNOUX M. (1950). — Géologie stratigraphique. Paris, Masson, 4^e éd.
- GILLULY J. (1949). — Distribution of mountain building in geologic time. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **60**, n° 4, p. 561-590.
- GOGUEL J. (1945). — Sur l'origine mécanique de la schistosité. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **15**, p. 509-522.
- GOGUEL J. (1948). — Introduction à l'étude mécanique des déformations de l'écorce terrestre. *Mém. Carte géol., Fr.*, 2^e éd.
- GOGUEL J. (1952). — Traité de tectonique. Paris, Masson.
- GOGUEL J. (1953). — Importance des facteurs physico-chimiques dans la déformation des roches. *C.R. XIX^e Congr. internation. Géol.* (Alger), Sect. 3, n° 3, p. 133.
- GOMEZ DE LLARENA J. (1956). — Datos paleontológicos sobre los terrenos paleozoicos del valle alto del Arga, Quinto Real (Navarra) e Irun (Guipuzcoa). *Actes 2^e Congr. internation. Et. pyrénéennes*, (Toulouse), **2**, Sect. 1, p. 51.
- GOODSPEED G. C., (1940). — Dilation and replacement dikes. *J. Geol., U.S.A.*, **48**, n° 2, p. 175-195.
- GORAÏ M. (1951). — Petrological studies on plagioclase twins. *Amer. Mineralogist*, **36**, nos 11-12, p. 884-901, 5 tabl., 14 fig.
- GOURDON M. (1885). — Le pic Larrouyes (Htes-Pyr.), vallée d'Aure. *Bull. Soc. Ramond*, **20**, p. 89-98.
- GREGORY H. (1914). — A fault plane of unusual aspect. *Amer. J. Sci.*, (4), n° 37, p. 289.
- GRIGGS D. T. (1940). — Experimental flow of rocks under conditions favoring recrystallisation. *Geol. Soc. Amer., Bull.*, **51**, n° 7, p. 1001-1022.
- GUITARD G. (1953a). — La série métamorphique du Canigou (Pyrénées-Orientales). *C.R. Acad. Sci.*, **237**, p. 1341.
- GUITARD G. (1953b). — La structure du massif du Canigou. Aperçu sur le métamorphisme régional dans la zone axiale des Pyrénées-Orientales (note préliminaire). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **3**, p. 907.
- GUITARD G. (1958). — Aperçus et réflexions sur les schistes cristallins et les granites de la zone axiale pyrénéenne entre l'Ariège et la Méditerranée. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **8**, p. 825-852.

- GUITARD G., PÉLISSONNIER H. (1956). — Sur la genèse des gîtes de fer du massif du Mouthoumet (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 6, p. 477-490, 1 pl. h.-t.
- HARKER A. (1939). — *Metamorphism*. 2nd ed. London, Methuen & Co.
- HEIM A. (1878). — *Mechanismus der Gebirgsbildung*. Basel.
- HEIM A. (1921). — *Geologie der Schweiz*. 2.
- HERNANDEZ SAMPELAYO R. (1942). — Notas sobre la cuenca carbonífera de Erill-Castell (Lerida). *Notas Comunic. Inst. geol. minero Esp.*, n° 10.
- HÖFER H. (1917). — *Die Verwerfungen*. Braunschweig.
- HOLMES A. (1947). — The construction of a geological time scale. *Geol. Soc., Glasgow*, 21, p. 117-152.
- HUPÉ P. (1947). — La tectonique pyrénéenne dans le granite du Néouvielle. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 225, p. 751.
- HUPÉ P. (1948). — Observations sur le batholite granitique hercynien du Néouvielle (Htes-Pyrénées). *C.R. Soc. géol., Fr.*, (6), p. 46.
- HUPÉ P. (1949). — Sur l'existence du Gothlandien sous le granite du Néouvielle (Htes-Pyr.) et ses conséquences tectoniques probables. *C.R. Soc. géol., Fr.*, (5), p. 59.
- HUPÉ P. (1951a). — A propos de l'âge des migmatites des Pyrénées. *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 3, p. 38-40.
- HUPÉ P. (1951b). — Sur un type nouveau d'enclaves du granite. *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 4, p. 59-61.
- HUPÉ P. (1951c). — Quelques grands traits de l'histoire géologique des Hautes-Pyrénées. *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 9, p. 136-137.
- HUPÉ P. (1951d). — Sur l'existence de conglomérats dans le socle métamorphique de la Bigorre. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 253.
- JACOB (1930). — Zone axiale, versant nord et versant sud des Pyrénées. *Livre jubilaire Cent. Soc. géol., Fr.*, 2, p. 389.
- JACOB C., FALLOT P., ASTRE G., CIRY R. (1926). — Observations tectoniques sur le versant méridional des Pyrénées centrales et orientales. *C.R. XIV^e Congr. internation. Géol.* (Madrid), 2^e fasc., p. 335-411.
- JACQUOT E. (1887). — Sur la constitution géologique des Pyrénées. Le système Cambrien. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 104, p. 1318.
- JACQUOT E. (1890). — Note sur la constitution géologique des Pyrénées. Le système Cambrien. *Bull. Soc. géol., Fr.*, (3), 18, p. 640-672.
- JAEGER J. L., OVTRACHT A. (1955). — La minéralisation des Hautes Corbières (Aude). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), 5, p. 411.
- JAEGER J. L., OVTRACHT A., ROUTHIER P. (1955). — Contrôle paléogéographique des gisements de fer et de manganèse des Corbières. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 240, p. 638.
- JUNG J., ROQUES M. (1952). — Introduction à l'étude zonéographique des formations cristallophylliennes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 50, n° 235, p. 1-62, tabl., 25 fig.
- KEIZER J. (1953). — La géologie de la couverture sédimentaire du massif de l'Arize. *Leidse géol. Med.*, 18, p. 229-253, carte au 1/50 000.
- KETTNER H. (1937). — L'évolution tectonique du Barrandien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 7, p. 459-476, pl. D.
- KING B. C. (1948). — The form and structural features of aplite and pegmatite dikes and veins in the Osi area of the northern provinces of Nigeria and the criteria that indicates a nondilational mode of emplacement. *J. Geol. U.S.A.*, 56, n° 5, p. 459-475, 19 fig.

- KNOFF E. B., INGERSON E. (1938). — Structural geology. *Geol. Soc. Amer., Mem.*, n° 6.
- KOLIHA J. (1937). — Sur le Trémadocien et sur l'Arénigien inférieur en Bohême. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 7, p. 477-495.
- KREJCI-GRAF (1950). — Über die Phasen der Gebirgsbildung. *Geol. Rundschau, Dtsch.*, 138, n° 2, p. 112-124.
- LACROIX A. (1898). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. (1^{er} mémoire). Les contacts de la Haute Ariège. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 10, n° 64.
- LACROIX A. (1900). — Le granite des Pyrénées et ses phénomènes de contact. (2^e mémoire). Les contacts de la Haute Ariège, de l'Aude, des Pyrénées-Orientales et des Hautes-Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 11, n° 71.
- LAMARE P. (1936). — Recherches géologiques sur les Pyrénées basques d'Espagne. *Mém. Soc. géol. Fr.*, 12, n° 27.
- LAMARE P. (1938). — Structure de la Basse-Navarre aux environs de Bidarray, de Saint-Etienne-de-Baigorry et des Aldudes. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 39, p. 133-164.
- LAMARE P. (1939). — La série paléozoïque du massif de Baygoura et de la vallée de la Nive. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 9, p. 163.
- LAMARE P. (1942). — Observations géologiques dans la partie ouest de la feuille de Mauléon. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 43, n° 208, p. 85.
- LAMARE P. (1945). — La terminaison orientale du massif des Aldudes, aux environs d'Arnéguy (Révision de la feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port au 1/80 000). *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 45, n° 216.
- LAMARE P. (1948). — Le contact entre le synclinal des Arbailles et le Massif de Mendibelza dans le bassin du Lauribar (Basse-Navarre française). *Mém. Soc. géol. Fr.*, 27, fasc. 4.
- LAPPARENT J. DE (1923). — Leçons de pétrographie.
- LAVERDIÈRE J. W. (1930). — Contribution à l'étude des terrains paléozoïques dans les Pyrénées occidentales. *Mém. Soc. géol. Nord.*, 10, n° 2.
- LEITH A. (1905). — Rock cleavage. *Geol. Surv. Bull., U.S.A.*, 239.
- LEONHARD K. C. VON (1837). — Neues Jahrbuch für Mineralogie, p. 536-544.
- LEVAT D. (1898). — Sur les phosphates noirs des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 127, p. 834.
- LEVAT D. (1899). — Mémoire sur les phosphates noirs des Pyrénées. *Ann. Mines Fr.*, 15.
- LEYMERIE A. (1858). — Lettre à M. Cordier. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 47, p. 120.
- LEYMERIE A. (1868). — Récit d'une exploration géologique de la vallée du Sègre. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 26, p. 653.
- LEYMERIE A. (1870a). — Observations au sujet d'un aperçu de la vallée d'Ossau, publiées par M. COQUAND. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 27, p. 640.
- LEYMERIE A. (1870b). — Explication d'une coupe transversale des Pyrénées françaises passant par Luchon et Montréjeau, comprenant le massif de la Maladetta, avec projection du versant gauche des vallées de la Pique et de la Garonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (2), 27, p. 573.
- LEYMERIE A. (1875). — Sur l'étagé Dévonien dans les Pyrénées. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 81, p. 21.
- LEYMERIE A. (1881). — Description géologique et paléontologique des Pyrénées de la Haute-Garonne. Privat, Toulouse. Ed. prélim. en 1878 (voir G. ASTRE, *Bull. Soc. Hist. nat., Toulouse*, 72, fasc. 3, p. 216).
- LOTZE F. (1929). — Stratigraphie und Tektonik des keltiberischen Grundgebirges (Spanien). *Abhdlg. Akad. Wissensch. Göttingen, math. phys. Kl.*, 14.
- LUGEON M. (1930). — *C.R. Acad. Sci., Fr.*, p. 1096.
- MALLADA L. (1879). — Géologie de la province d'Huesca. (Mapa geológico de España).

- MARGERIE E., HEIM A. (1888). — Les dislocations de l'écorce terrestre; essai de définition et de nomenclature. Zürich.
- MATHIEU G. (1949). — Considérations sur les climats carbonifères et l'altitude des bassins houillers. *Géol. appl. Prosp. min. Nancy*, **2**, n° 1.
- MISCH P. (1934). — Der Bau der mittleren Sudpyrenäen. *Abhdlg. Akad. Wissensch. Göttingen, math.-phys. Kl.*, **3**.
- MISCH P. (1948). — La estructura tectónica de la región central de los Pirinos meridionales. *Publ. extranj. sobre Geol. Esp.* Trad. de la publication ci-dessus.
- MISCH P. (1949). — Metasomatic granitization of batholithic dimensions. *Amer. J. Sc.*, **247**, p. 209-245, 372-406, 673-705.
- MORET L. (1955). — Précis de géologie. Paris, Masson.
- NOVARESE V. (1924). — Contributo alla geologia dell'Iglesiente. *Boll. r. Uff.-geol. Ital.*, **49**, n° 10.
- OVTRACHT A., FOURNIÉ L. (1956). — Signification paléogéographique des griottes dévoniennes de la France méridionale. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **6**, p. 71.
- PALACIOS P. (1919). — La formacion cambriana en el Pirineo Navarro. *Bol. Inst. geol. miner. Esp.*, **40**, p. 159-162.
- PÉLISSONNIER H. (1956). — Caractère syngénétique du manganèse des Hautes-Pyrénées. Symp. sobre yacimientos de manganeso. *XX^e Congr. internation. Géol. (Mexico)*, **5**, p. 173-195.
- PÉLISSONNIER H. (1958). — Observations sur la partie nord-ouest de la feuille de Luchon au 1/50 000. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **56**, n° 255, p. 181-187.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1939). — Le granite et les réactions à l'état solide. *Bull. Serv. Carte géol. Algérie*, (5), n° 4.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1946). — Y a-t-il coupure ou continuité entre le dynamométamorphisme et le métamorphisme régional? A propos d'observations près du glacier de Tré-la-Tête. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **16**, p. 541.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1948). — Application à l'interprétation de faits géologiques des études sur le métamorphisme par diffusion d'ions dans le solide. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **227**, p. 1043.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1949). — De critères permettant de déterminer le mode de formation des filons à bords parallèles : injection ou remplacement. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **19**, p. 641.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1952). — Deux applications de critères géométriques à la détermination du mode de genèse des filons de pegmatite. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **2**, p. 225.
- PERRIN R., ROUBAULT M. (1953). — Aplites et pegmatites. Injection ou remplacement. *C.R. XIX^e Congr. Géol. internation. (Alger)*, Sect. 5, fasc. 5, p. 201.
- PHILLIPS F. C. (1954). — The use of stereographic projection in structural geology. London, Arnold.
- RAGUIN E. (1926). — Au sujet de divers genres de mylonites granitiques. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **29**, n° 161, p. 213.
- RAGUIN E. (1933a). — Sur les gneiss des Pyrénées. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 15.
- RAGUIN E. (1933b). — Les dislocations du massif de Quérigut-Millas dans les Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **3**, p. 181-192.

- RAGUIN E. (1933c). — Sur la structure de la faille de Mérens (Pyrénées ariégeoises). *C.R. 66° Congr. Soc. savantes*, Toulouse, p. 184-186.
- RAGUIN E. (1934). — Le granite du Lys (Haute-Garonne). *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 4, p. 421-430.
- RAGUIN E. (1938a). — Contribution à l'étude des gneiss des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 8, p. 11-36.
- RAGUIN E. (1938b). — Sur l'existence de leptynites dans les Pyrénées. *C.R. Soc. géol. Fr.*, (8), p. 323.
- RAGUIN E. (1938c). — Sur l'âge des roches granitiques des Pyrénées. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 207, p. 1001.
- RAGUIN E. (1946). — Découverte de roches éruptives ordoviciennes dans les Pyrénées. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 223, p. 816.
- RAGUIN E. (1951). — A propos des terrains primaires et des granites des Pyrénées ariégeoises. *C.R. Soc. géol. Fr.*, p. 36.
- RAGUIN E., DESTOMBES J. P. (1948). — Massif granitique du Lys-Caillaouas dans la Haute-Garonne. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), 18, p. 75-88.
- RAMOND L. (1801). — Voyages au mont Perdu et dans la partie adjacente des Hautes-Pyrénées. Paris, Belin 1882.
- RENARD (1884). — *Bull. Mus. roy. Hist. nat., Belg.*, 1, p. 215, 2 (1883), p. 127, 3 (1884), p. 231.
- RÖMER F. (1844). — Neues Jahrbuch für Mineralogie, p. 56.
- ROQUES M. (1956). — Détermination de l'âge absolu du granite carbonifère du Mayet de Montagne (Allier). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 242, n° 4, p. 528-530.
- ROQUES M., THIÉBAUT J. (1957). — Sur l'âge absolu des migmatites du massif du Saint-Barthélemy, dans les Pyrénées ariégeoises. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 244, n° 9, p. 1229-1230.
- ROUBAULT M. (1930). — Sur les formations glaciaires du Massif de Néouvielle (Hautes-Pyrénées). *C.R. Acad. Sci., Fr.*, 190, p. 1569.
- ROUSSEL J. (1893). — Etude stratigraphique des Pyrénées. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 5, n° 35.
- ROUSSEL J. (1896). — Etude stratigraphique des massifs montagneux du Canigou et de l'Albère. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, 8, n° 52.
- ROUSSEL J. (1903). — Sur le Carbonifère des Pyrénées. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (4), 3, p. 439.
- ROUVILLE P. G. DE, DELAGE A. (1882). — Géologie de la région de Cabrières (Hérault). Carte au 1/40 000. Montpellier, Firmin et Montana.
- SANDER B. (1930). — Gefügekunde der Gesteine. Vienne, Springer.
- SARRAMON A. (1954). — Les Quatre Vallées : Aure, Barousse, Neste, Magnoac (essai historique). Albi.
- SCHMIDT H. (1931). — Das Paläozoikum der Spanischen Pyrenäen. *Abhdlg. Akad. Wissensch. Göttingen, math.-phys. Kl.*, (3), n° 5, p. 47.
- SCHMIDT H. (1943). — El Paleozoico en el Pirineo español. Trad. de l'ouv. précéd. sous la direction de D. M. San Miguel de la Camara. *Publ. alemanas sobre Geol. Esp.*, Madrid, 2, p. 101.
- SCHMIDT H. (1951). — Nuevas faunas namurienses de los Pirineos occidentales de España (Navarra y Guipuzcoa). *Publ. extranj. sobre Geol. Esp.*, trad. J. G. de Larena, 6, p. 5.
- SCHMIDT W. (1932). — Tektonik und Verformungslehre. Berlin.
- SCHMIDT-THOMÉ P. (1954). — Les rapports entre les réseaux de diaclases et les grandes structures des Alpes Calcaires Septentrionales de la Bavière. *Geol. Rundschau, Dtsch.*, 42, fasc. 2, p. 172-187.
- SITTER L. U. DE, ZWART H. J. (1950). — Le calcaire de Bentaillon dans les Pyrénées ariégeoises. *C.R. Soc. géol., Fr.*, (5), n° 13, p. 229.

- SITTER L. U. DE, ZWART H. J. (1953a). — Note préliminaire sur la géologie du Val d'Aran. *Leidse geol. Med.*, **18**, p. 272-280.
- SITTER L. U. DE, ZWART H. J. (1953b). — Note provisoire sur la géologie primaire des Pyrénées ariégeoises et garonnaises. *Leidse geol. Med.*, **18**, p. 292-306.
- SITTER L. U. DE, ZWART H. J. (1953c). — Essai de géologie structurale comparative de trois chaînes tertiaires : Alpes, Pyrénées et Haut Atlas. *Bull. Soc. belge Géol. Paléontol. Hydrol.*, **62**, fasc. 1.
- SITTER L. U. DE, ZWART H. J. (1956). — Structural geology. London, McGraw-Hill, 552 p., 309 fig.
- SKJESETH S., SØRENSEN H. (1953). — An example of granitization in the central zone of the Caledonides of northern Norway. *Norges geol. Unders.*, n° 184, p. 154-183, 5 fig., 3 pl.
- SOLE SABARIS L., FONTBOTE J. M., MASACHS V., VIRGILI C. (1956). — Elementos estructurales de la zona axial en el alto Ribagorza. *Actes 2° Congr. internation. Et. pyrénéennes*, **2**, Sect. 1, p. 171.
- SORBY (1880). — *Quart. J. geol. Soc. London*, **36**.
- STOYKO N. (1942). — Sur les variations séculaires et périodiques des longitudes. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **214**, p. 558-559 (Remarques sur d° par E. ESCLANGON, in *C.R. Acad. Sci., Fr.*, p. 559-561).
- STUART MENTEATH P. (1881). — Sur la géologie des Pyrénées de la Navarre, du Guipuzcoa et de Labourd. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **9**, p. 304-322.
- STUART MENTEATH P. (1885-1886). — Note préliminaire sur les gisements métallifères des Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), **14**, p. 587.
- TEICHMÜLLER R. (1931). — Zur Geologie des Tyrrhenisgebietes mit einem Beitrag von G. SELZER. *Abhdlg. Akad. Wissensch., Göttingen, math. phys. Kl.*, (3), n° 3.
- THIÉBAUT J. (1954a). — Les terrains cristallophylliens du massif de la Barousse dans les Pyrénées centrales (note préliminaire). *C.R. Soc. géol., Fr.*, n° 1, p. 21-23.
- THIÉBAUT J. (1954b). — Découverte de quelques gisements fossilifères dans les terrains paléozoïques du massif des Trois Seigneurs (Ariège). *C.R. Soc. géol., Fr.*, p. 298.
- THORAL M., GÈZE B. (1939). — Orogénie et vulcanisme calédoniens sur le versant méridional de la Montagne Noire. *C.R. Acad. Sci., Fr.*, **209**, p. 891.
- TURNER F. J. (1953). — Interpretation of marble fabrics in the light of recent experimental deformation. *C.R. XIX° Congr. internation. Géol. (Alger)*, Sect. 3, fasc. 3, p. 95-111.
- VIENNOT P. (1927). — Recherches structurales dans les Pyrénées occidentales françaises. *Bull. Serv. Carte géol. Fr.*, **30**, n° 163, 261 p.
- VIIERS G. (1956). — Observations structurales sur les Pyrénées occidentales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (6), **6**, p. 713.
- VISVANATH S.N. (1957). — Etude géologique de la région minière de Sentein (Pyrénées ariégeoises). *Thèse, Nancy, 1955. Sci. de la Terre, Fr.*, **5**, n° 2-3.
- WALTHER J. (1914). — Über tektonische Druckspalten und Zugspalten. *Z. dtsh. geol. Gesellsch.*, **66**.
- WEGMANN C. E. (1929). — Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finnland. *Bull. Commiss. geol. Finl.*, **3**, n° 87.
- WEGMANN C. E. (1931). — Über einige Deformationen und Bewegungstypen in kristallinen Schiefen. *C.R. Soc. géol., Finlande*, n° 4.
- WEGMANN C. E. (1932). — Note sur le boudinage. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (5), **2**, p. 477-491.

- WEGMANN C. E. (1947). — Note sur quelques problèmes de la tectonique superposée. *Bull. Commiss. geol. Finl.*, n° 140, p. 223-238.
- WEGMANN C. E. (1948). — Le spectre des mouvements de l'écorce terrestre, et son enregistrement dans les sédiments. *Rep. 18th Sess. Intern. Geol. Congr.*, London, Part IV, p. 94-99.
- WEGMANN C. E. (1951a). — L'analyse structurale en géologie. Paris, Hermann, n° 1156, p. 55-64.
- WEGMANN C. E. (1951b). — Méthodes d'analyse tectonique des socles cristallins. *Arch. Sci., Suisse*, 4, p. 233-237.
- WEGMANN C. E. (1953). — Über gleichzeitige Bewegungsbilder verschiedener Stockwerke. *Geol. Rundschau, Dtsch.*, 41.
- WEGMANN C. E. (1954). — Über einige Züge von unter geringer Bedeckung entstandenen Falten. *Tschermaks miner. petrogr. Mitt., Oesterr.*, 4, n° 1-4, p. 187-192.
- ZEILLER R. (1886). — Note sur des empreintes **houillères recueillies par M. Gourdon** dans les Pyrénées centrales. *Bull. Soc. géol. Fr.*, (3), 14, p. 328.
- ZEILLER R. (1895). — Notes sur la flore des gisements houillers de la Rhune et d'Ibantelly (Basses-Pyr.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, 23, p. 482-489.
- ZINGG T. (1935). — Beitrag zur Schotteranalyse. *Schweiz. miner. petrog. Mitt.*, 15, p. 39-140.
- ZVÉREFF R. (1953). — Données récentes sur quelques gisements manganésifères de Russie. (Articles de A. G. BETEKHINE et de A. KHABAKOV, trad. et prés. par R. ZVÉREFF).
- ZWART H. J. (1953). — La géologie du massif du Saint-Barthélemy (Pyrénées, France). *Thèse. Leidse geol. Med.*, 18, p. 1-228, carte au 35 000°.

CARTE GÉOLOGIQUE DÉTAILLÉE DE LA FRANCE AU 1/80 000

- (1905) — Feuille de Luz, 1^{re} éd., par A. BRESSON et L. CAREZ.
- (1907) — Feuille d'Urdos, par A. BRESSON.
- (1907) — Feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port, 1^{re} éd., par P. TERMIER.
- (1910) — Feuille de Bagnères-de-Luchon, 1^{re} éd., par L. BERTRAND.
- (1949) — Feuille de Luz, 2^e éd., par M. CASTERAS, L. MENGAUD, M. ROUBAULT, P. URBAIN, M. DEGHAN.
- (1950) — Feuille de Foix, 2^e éd., par M. CASTERAS, M. DALLONI, C. JACOB, E. RAGUIN.
- (1951) — Feuille de Bagnères-de-Luchon, 2^e éd., par M. CASTERAS, M. DALLONI, E. RAGUIN.
- (1953) — Feuille de Saint-Jean-Pied-de-Port, 2^e éd., par P. LAMARE.

PLANCHES HORS-TEXTE
I à XXVII

PLANCHE I

1. *Géomorphologie du front septentrional du massif granitique du Lys-Caillaouas.*

Crête du pic de Hourgade au pic d'Espingo, culminant à 2 964 m et dans laquelle affleurent les terrains ordoviciens. Au Nord, séparée par la profonde entaille du val d'Esquierry, la crête dévonienne du Montsegu, culminant à 2 405 m. Au Sud, séparé par l'entaille du val d'Arouge, le massif granitique culminant à 3 222 m (pic Perdighero).

Vue prise du col entre le Mont Arrouy (2 847 m) et le pic Quairat (3 060 m).

γ : granite porphyroïde.

s^{3-2b} γ : schistes de la série bleue à éléments calcaires porteurs de petits cristaux de chialstolite et de niveaux amphiboliques, formant le flanc sud, à pendage vers le Sud, de l'anticlinal du lac d'Oô, formant le val d'Arouge.

p : conglomérats infra-gothlandiens, séparés de la formation précédente par une faille verticale locale F_1 , vraisemblablement pyrénéenne.

s^{3-2a} : versant ouest du lac d'Oô constitué de schistes et quartzites clairs de la base de la série ante-gothlandienne, et renfermant des niveaux calcaires.

s^{3-2b} : schistes de la série bleue à éléments calcaires, séparés de la formation précédente par la faille verticale F_2 .

d^{6-1} : schistes et calcaires dévoniens, séparés des formations précédentes par les schistes carburés gotlandiens du val d'Esquierry, invisibles sur la photo.

F_3 : faille ou cassure majeure affectant le granite et les schistes du pic de Néré.

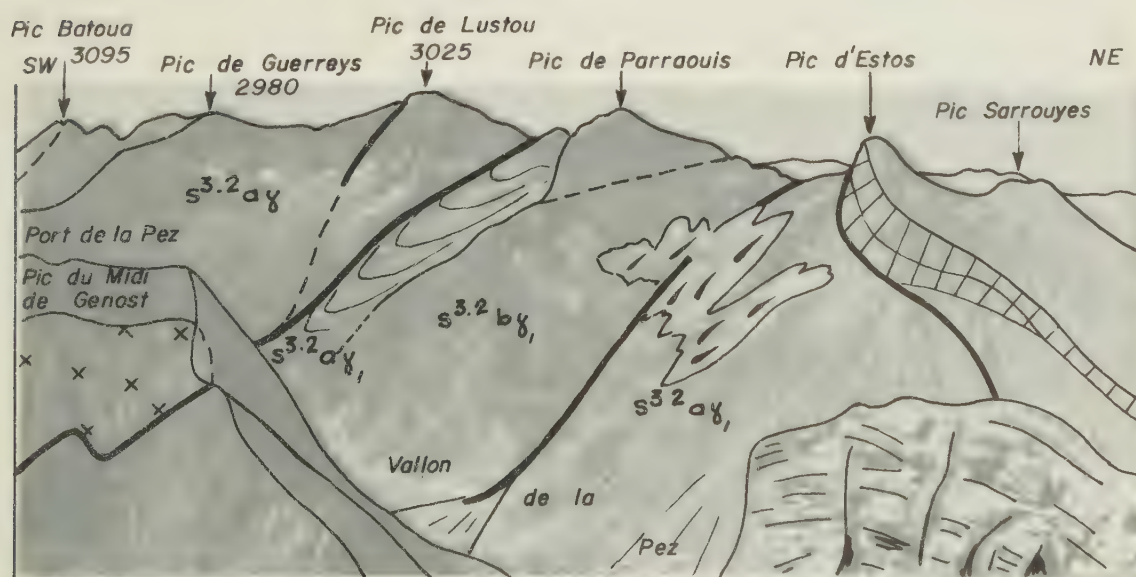
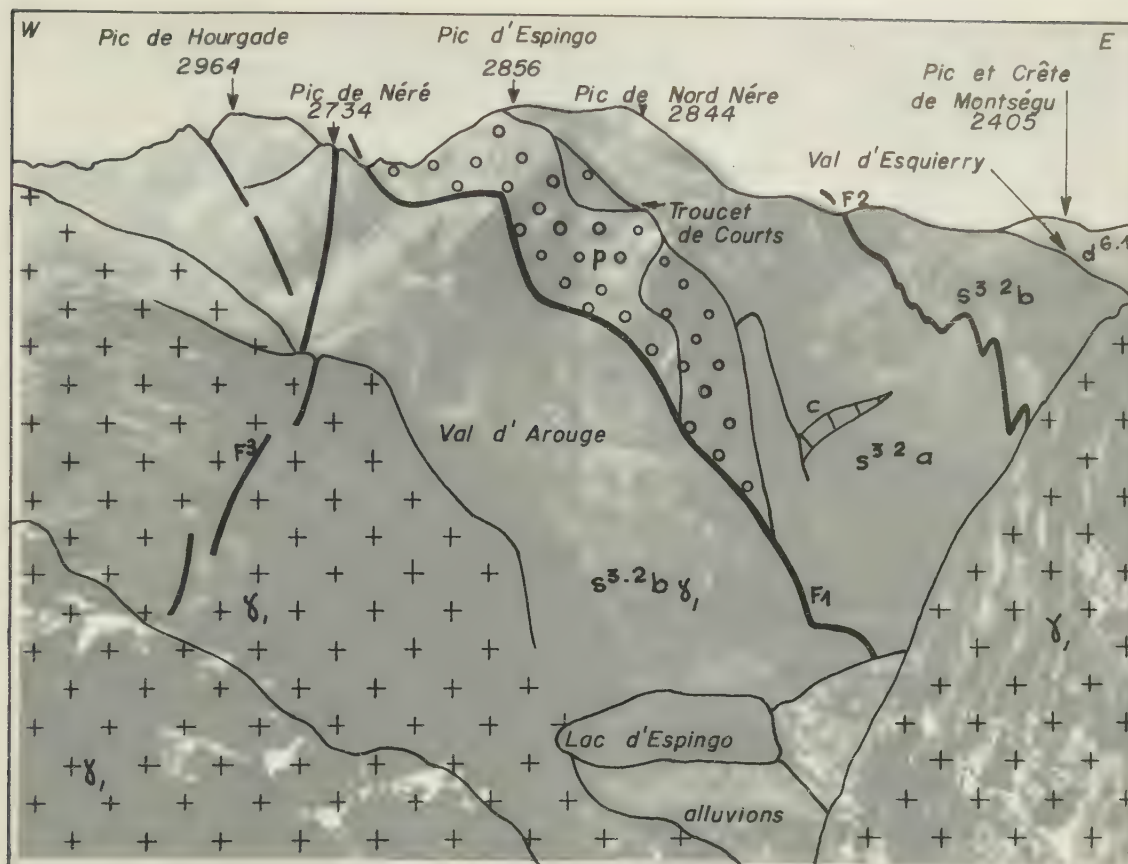
2. *Géomorphologie du massif de la vallée de la Pes, dans l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes.*

A gauche, le pic du Midi de Génost, séparant le vallon de Clarabide du vallon de la Pez.

Affleurement de filons granulitiques et passage de la faille du lac de Caillaouas, dont le prolongement passe au col entre le pic d'Estos et le pic de Parraouis.

Crête SW-NE comportant deux pics de plus de 3 000 m : le Batoua (3 035 m) et le Lustou (3 025 m), constituée par des schistes à minéraux géants (pic de Guerreys, 2 980 m), et des schistes de la série à éléments calcaires, riches en biotite et andalousite. Les uns et les autres présentent une patine de teinte rouille. La faille des lacs de Consaterre traverse perpendiculairement cette crête, entre le pic Parraouis et le pic de Lustou.

Au second plan, le pic de Cambielh et le massif de Néouvielle. Vue prise à mi-chemin entre la Porte de Caillaouas et la Porte d'Enfer, au Nord du pic des Cortalets.





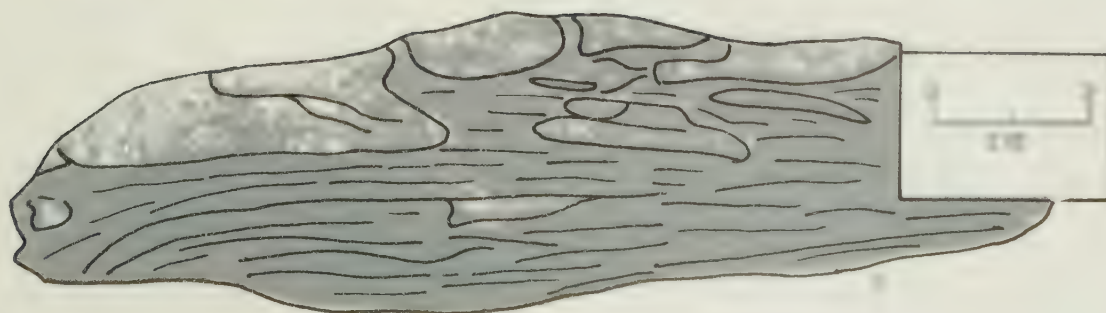
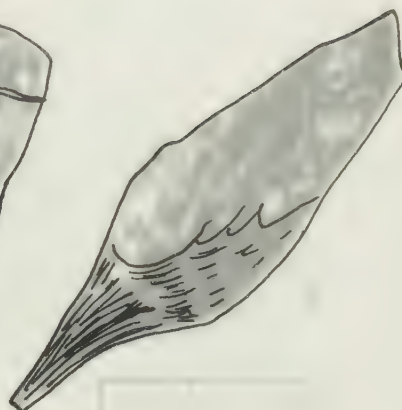
1

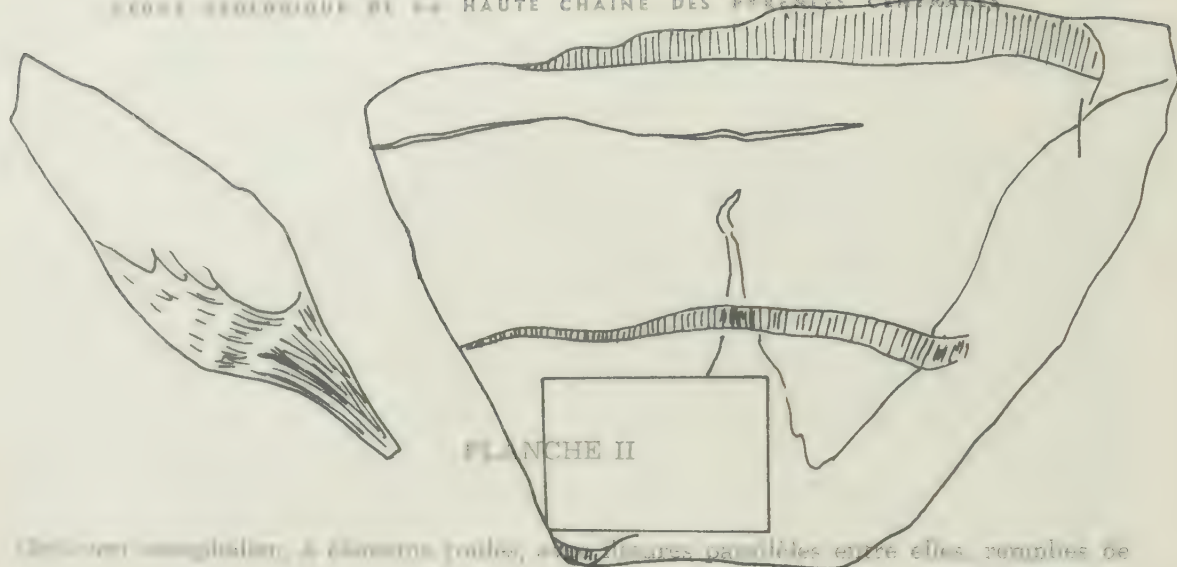


2

PLANCHE II

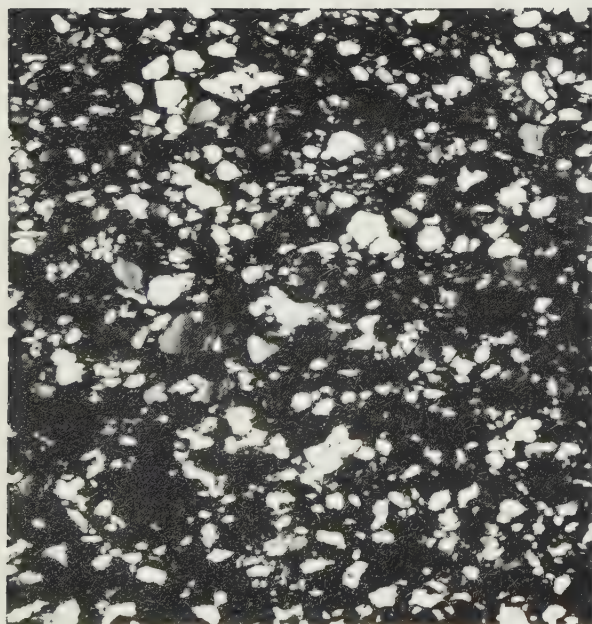
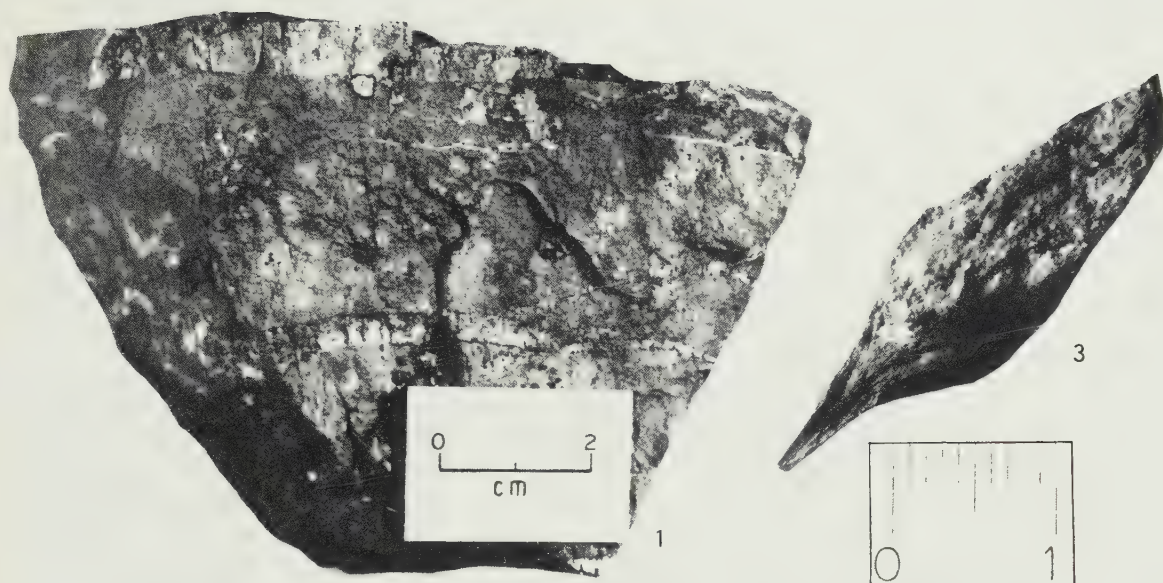
1. Grès vert westphalien, à éléments roulés, avec fissures parallèles entre elles, remplies de quartz. Ces fissures sont vraisemblablement pyrénéennes. Elles sont souvent parallèles à une schistosité de fracture affectant le grès. Gr. nat. Ech. 232, Cap de Pales.
2. Grès vert westphalien. Facies exceptionnel à grains anguleux de quartz à extinction roulante. $\times 4$. Ech. 241, Tuc Salavané.
3. Galet de conglomérat dinantien : arkose dans ciment schisteux étiré. Gr. nat. Ech. 1415, chemin supérieur de la conduite forcée de Loudenvielle.
4. Grès arkosique à éléments étirés, découpés en micro-amygdales par des fissures d'extension vraisemblablement pyrénéennes. $\times 45$. Ech. 1407 A, même provenance que ci-dessus.
5. Arkose dinantienne, présentant des traces d'étirement d'âge probablement pyrénéen. Gr. nat. Ech. MCP 1407 B. Même provenance que précédemment.



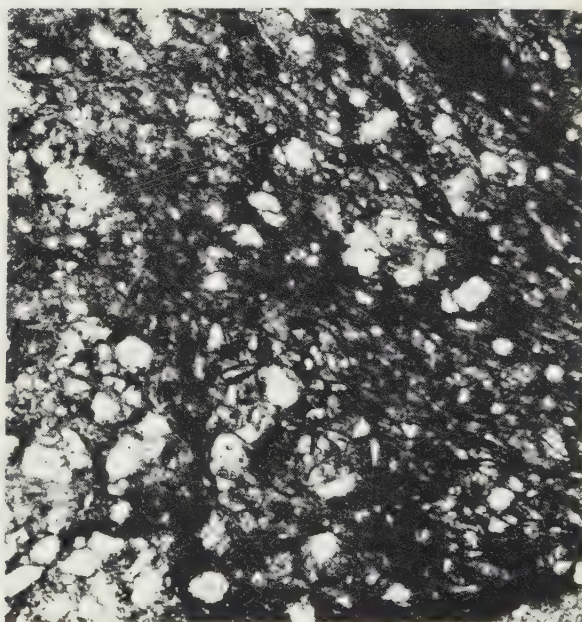


1. Grès vert westphalien, à éléments roulés, amoncelés par paillettes entre elles remplies de quartz. Ces fissures sont vraisemblablement pyrénéennes. Elles sont souvent parallèles à une schistosité de fracture affectant le grès. Gr. nat. Ech. 232, Cap de Pales.
2. Grès vert westphalien. Facies exceptionnel à grains anguleux de quartz à extinction roulante. $\times 4$. Ech. 241, Tuc Salavané.
3. Galet de conglomérat dinantien : arkose dans ciment schisteux étiré. Gr. nat. Ech. 1415, chemin supérieur de la conduite forcée de Loudenvielle.
4. Grès arkosique à éléments étirés, découpés en micro-amygdales par des fissures d'extension vraisemblablement pyrénéennes. $\times 45$. Ech. 1407 A, même provenance que ci-dessus.
5. Arkose dinantienne, présentant des traces d'étirement d'âge probablement pyrénéen. Gr. nat. Ech. MCP 1407 B. Même provenance que précédemment.

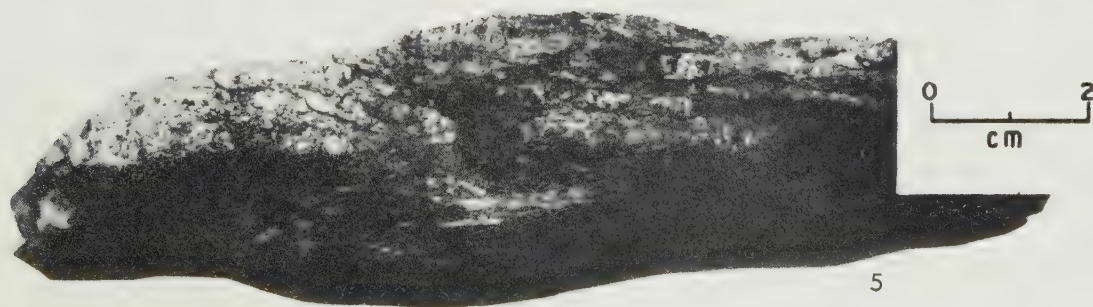




2



4

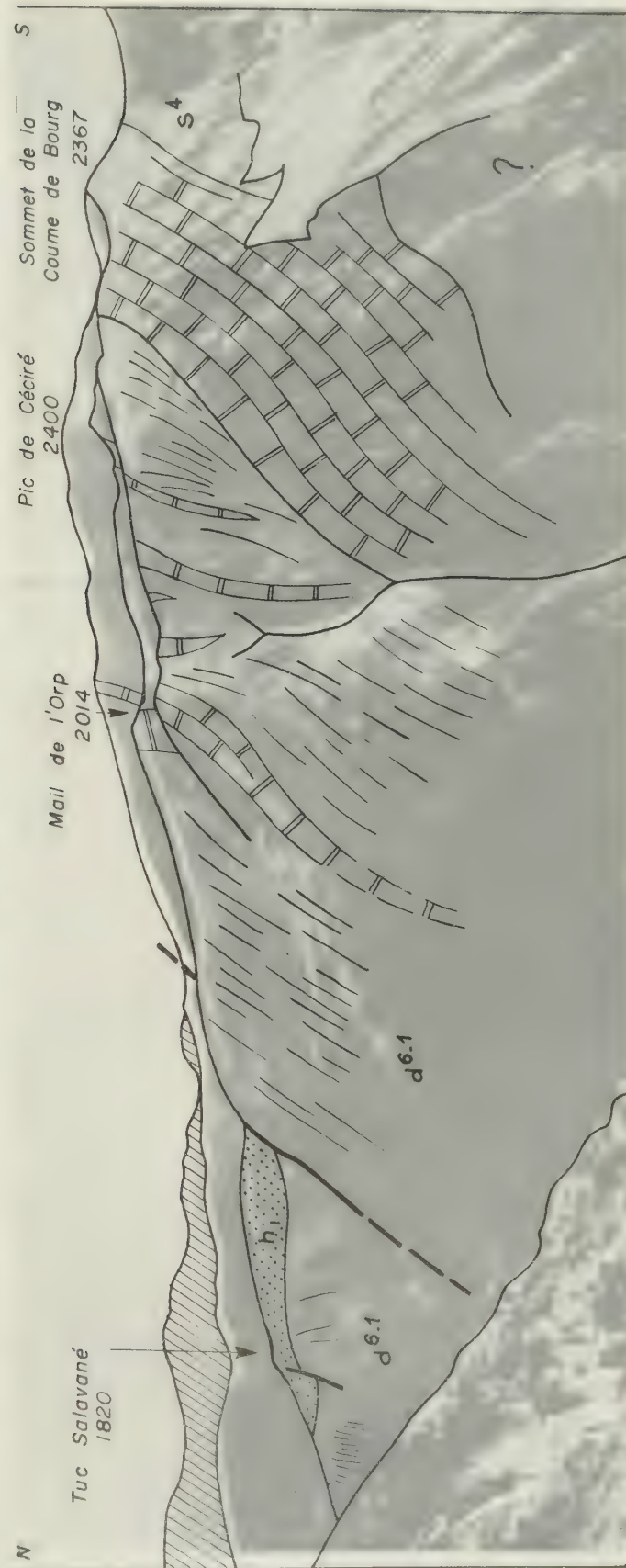


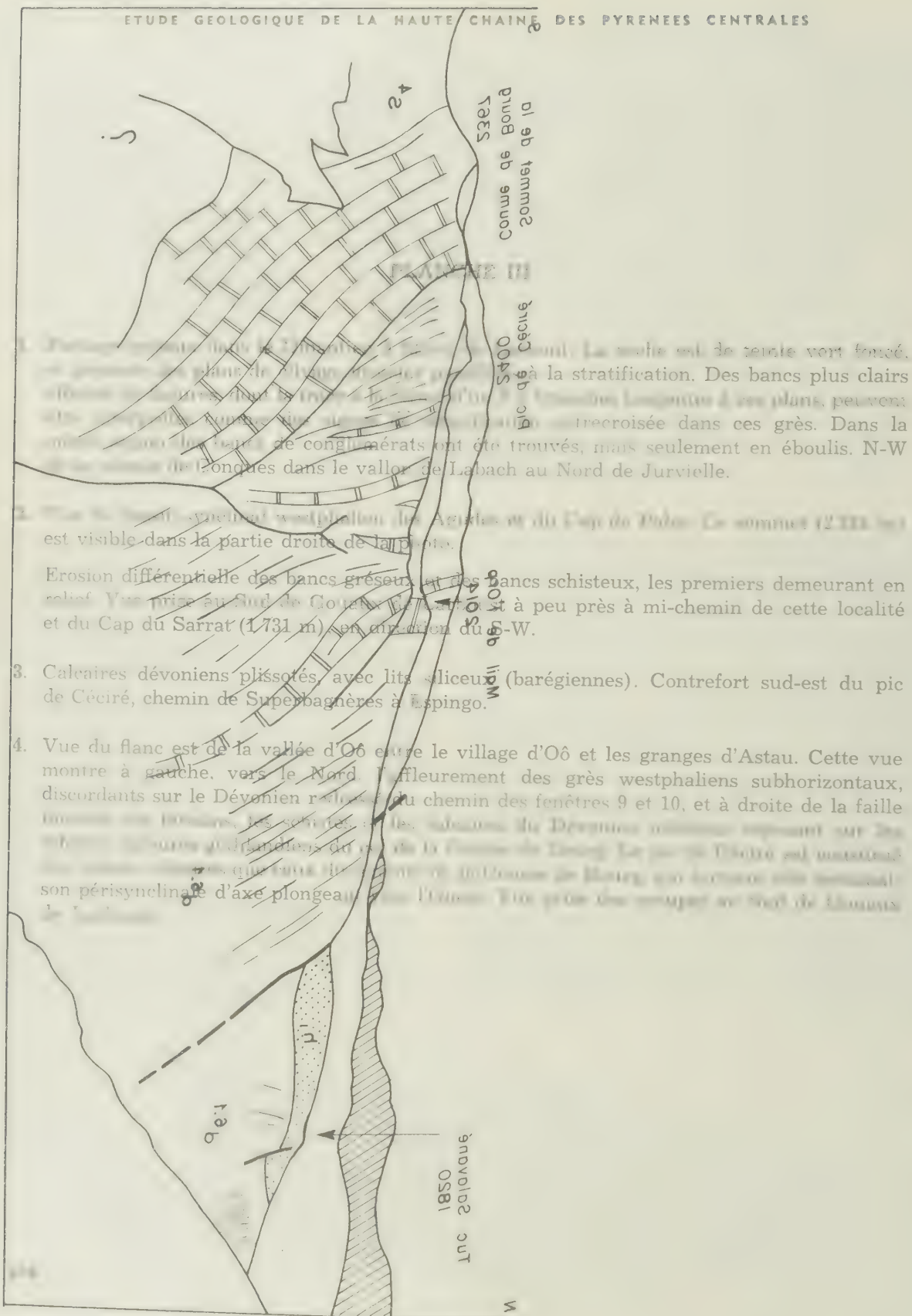
5

PLANCHE III

1. Passage gréseux dans le Dinantien à facies de Larbont. La roche est de teinte vert foncé, et présente des plans de clivage grossier parallèles à la stratification. Des bancs plus clairs affectés de fissures, dont la trace a la forme d'un S à branches tangentes à ces plans, peuvent être interprétés comme des signes de stratification entrecroisée dans ces grès. Dans la même région des bancs de conglomérats ont été trouvés, mais seulement en éboulis. N-W de la cabane de Conques dans le vallon de Labach au Nord de Jurvielle.
2. Vue du bassin synclinal westphalien des Agudes et du Cap de Pales. Ce sommet (2 241 m) est visible dans la partie droite de la photo.

Erosion différentielle des bancs gréseux et des bancs schisteux, les premiers demeurant en relief. Vue prise au Sud de Gouaux de Larboust à peu près à mi-chemin de cette localité et du Cap du Sarraat (1 731 m), en direction du S-W.
3. Calcaires dévoniens plissotés, avec lits siliceux (barégiennes). Contrefort sud-est du pic de Céciré, chemin de Superbagnères à Espingo.
4. Vue du flanc est de la vallée d'Oô entre le village d'Oô et les granges d'Astau. Cette vue montre à gauche, vers le Nord, l'affleurement des grès westphaliens subhorizontaux, discordants sur le Dévonien redressé du chemin des fenêtres 9 et 10, et à droite de la faille limitant ces terrains, les schistes et les calcaires du Dévonien inférieur reposant sur les schistes carburés gothlandiens du col de la Coume de Bourg. Le pic de Céciré est constitué des mêmes calcaires que ceux du sommet de la Coume de Bourg, qui forment une terminaison périssynclinale d'axe plongeant vers l'Ouest. Vue prise des croupes au Sud de Gouaux de Larboust.



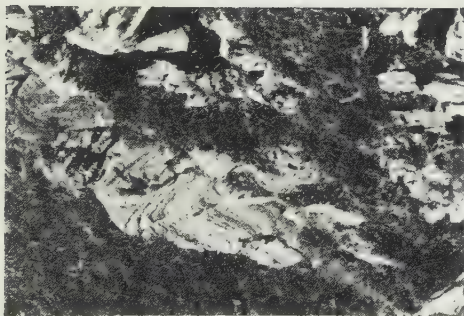




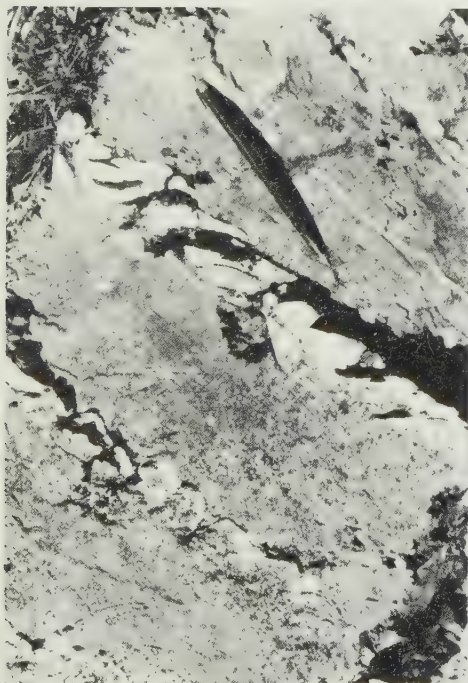
4



3



2



1

PLANCHE IV

L'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, en rive droite et rive gauche du Rioumajou.

1. Vue de la crête du pic Lustou et du pic Batoua, dominant le vallon de Péguière, à l'Est de Frédancon. De gauche à droite : Calcaires du Dévonien inférieur et schistes carburés du ruisseau de Bizourtet (d^{6-1} , s^4). Schistes à éléments calcaires du pic de la Haille et du pic de Thou (s^{3-2b}). Conglomérats à galets de quartzite du Pont Soubiron, du contrefort nord du pic de Thou et de l'arête Ouest du pic de Lustou (microconglomérats). Schistes à minéraux géants et quartzites clairs de Frédancon (s^{3-2a} γ^1). Schistes et quartzites à éléments calcaires du pic Schrader et du pic Batoua (s^{3-2b}).

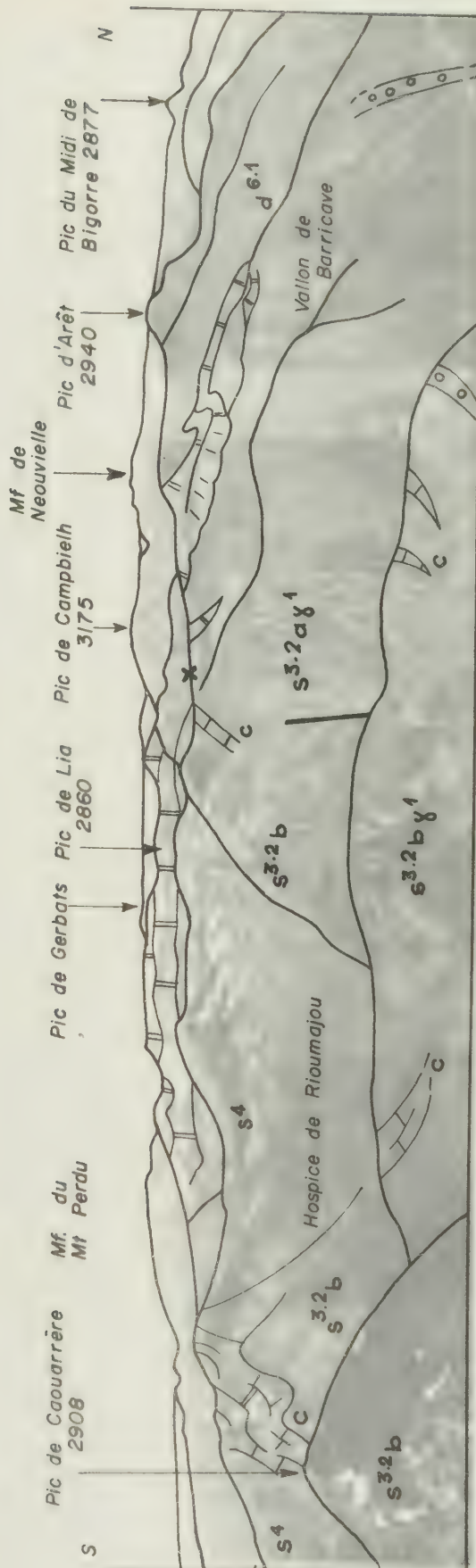
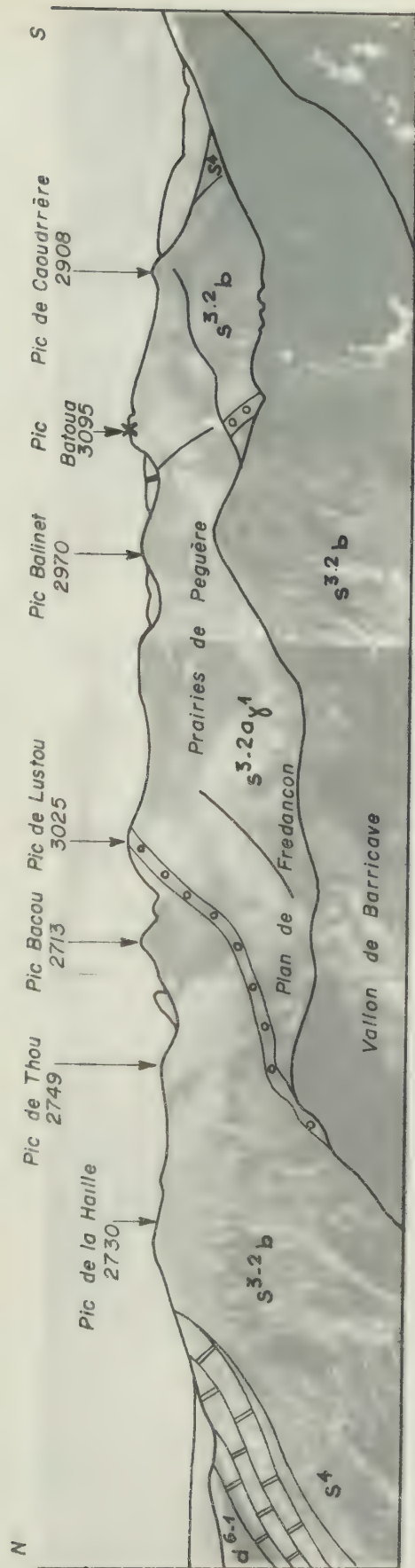
Au premier plan, crête au SE du vallon de Barricave; vue prise de la crête au Sud du pic d'Aret (voir photo 2, emplacement marqué d'une croix).

2. Vue de la rive gauche du Rioumajou, du pic d'Aret au pic de Lespade. De droite à gauche : calcaires du Dévonien inférieur et schistes carburés chevauchants, dans les flancs du pic d'Aret dominant le ruisseau de Barricave : prolongement oriental du chevauchement de Gèdre-Gavarnie. Schistes à minéraux géants et quartzites clairs de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes (s^{3-2a} γ^1), puis schistes bleus à éléments calcaires (s^{3-2b}). Synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou : schistes carburés (s^4). Calcaires ordoviciens au pic de Lespade.

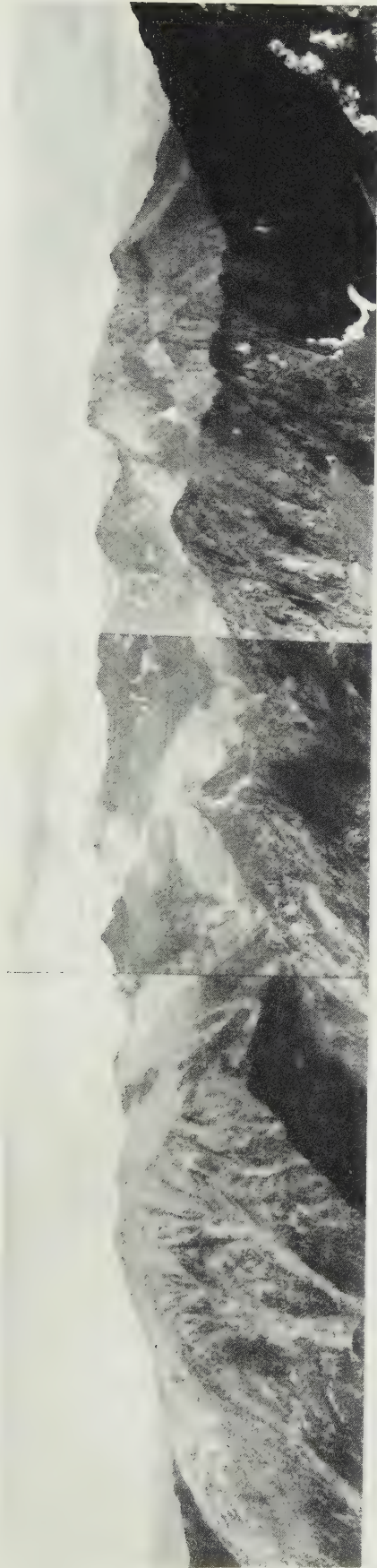
Au premier plan, crête de Liracou, schistes à éléments calcaires de la crête de Liracou, avec présence de niveaux à nids amphiboliques ou à clinozoïsite, notamment au pied du pic de Caouarrère.

En arrière de la crête du pic d'Aret au pic de Lespade, crête du pic Cacchet, entre la vallée de Moudang et la vallée de Saux, de constitution identique à celle du pic d'Aret, puis crête du pic de Gerbats et du pic de la Munia, séparant le vallon de la Géla du Cirque de Troumouse. Cette crête est formée de calcaires dévoniens et de schistes carburés horizontaux, chevauchant sur un substratum comprenant calcaires campaniens et schistes et quartzites anté-gothlandiens (chevauchement de Gèdre-Gavarnie).

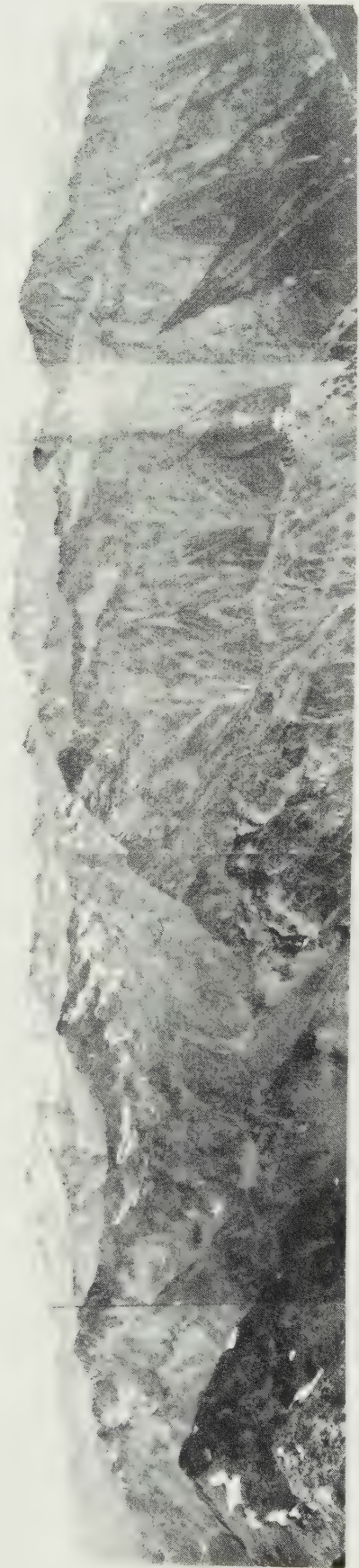
Vue prise du sommet du pic Batoua (voir photo 1, emplacement marqué d'une croix).







1

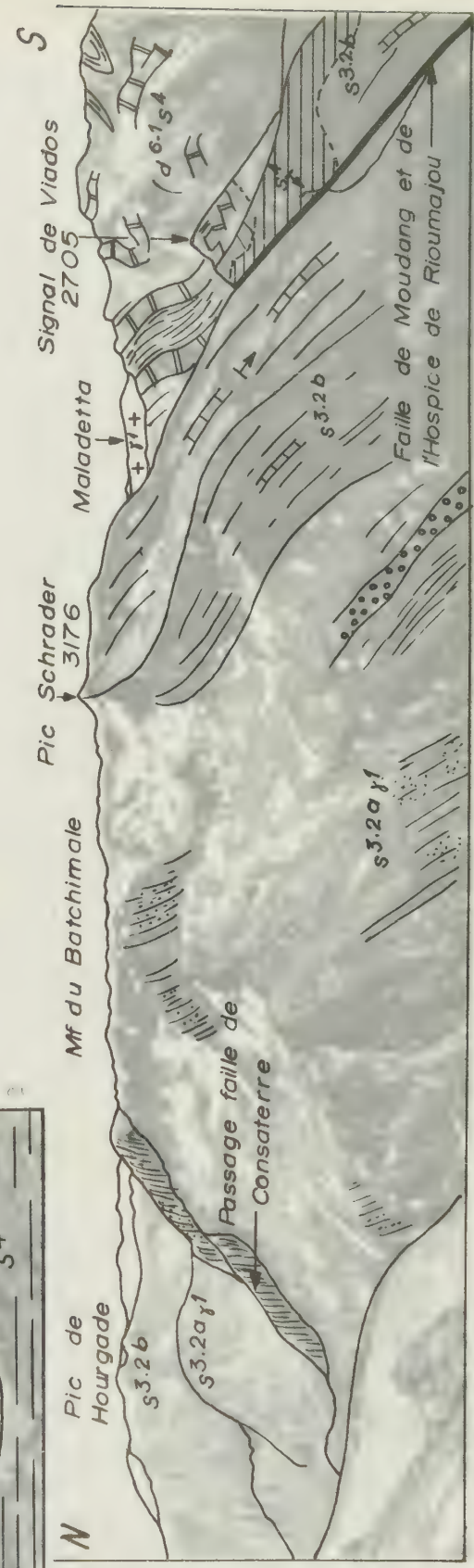
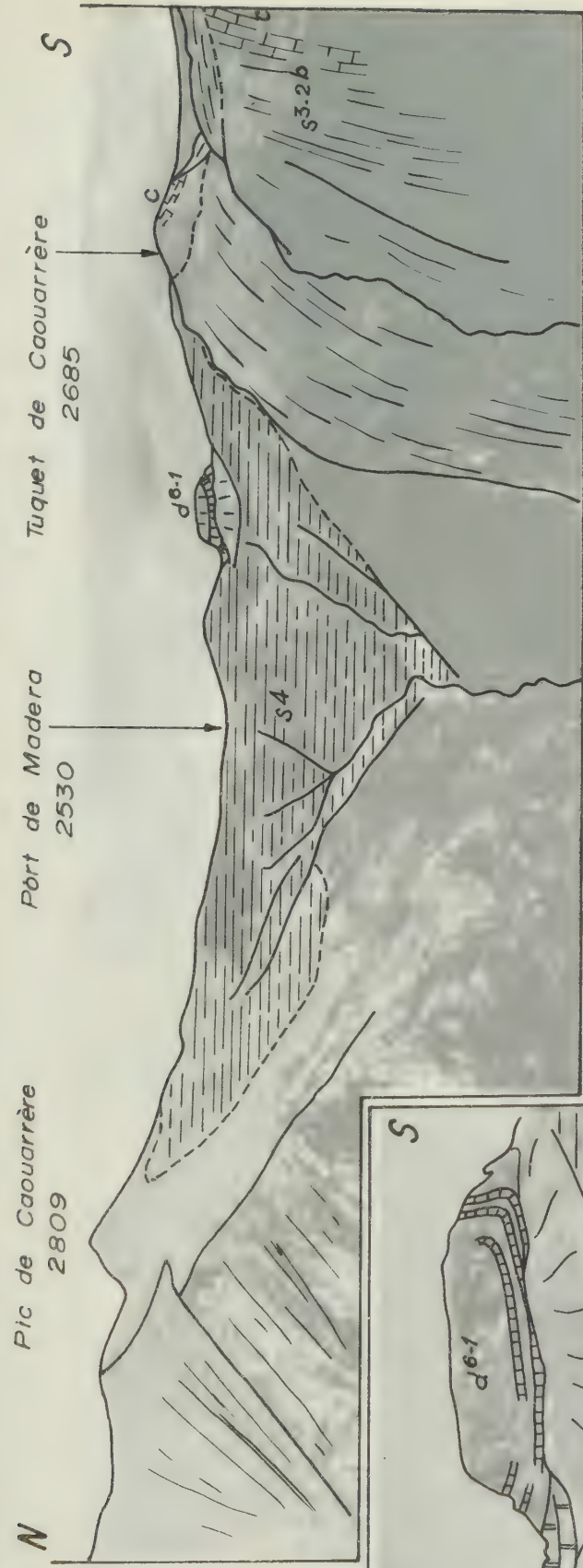


2

PLANCHE V

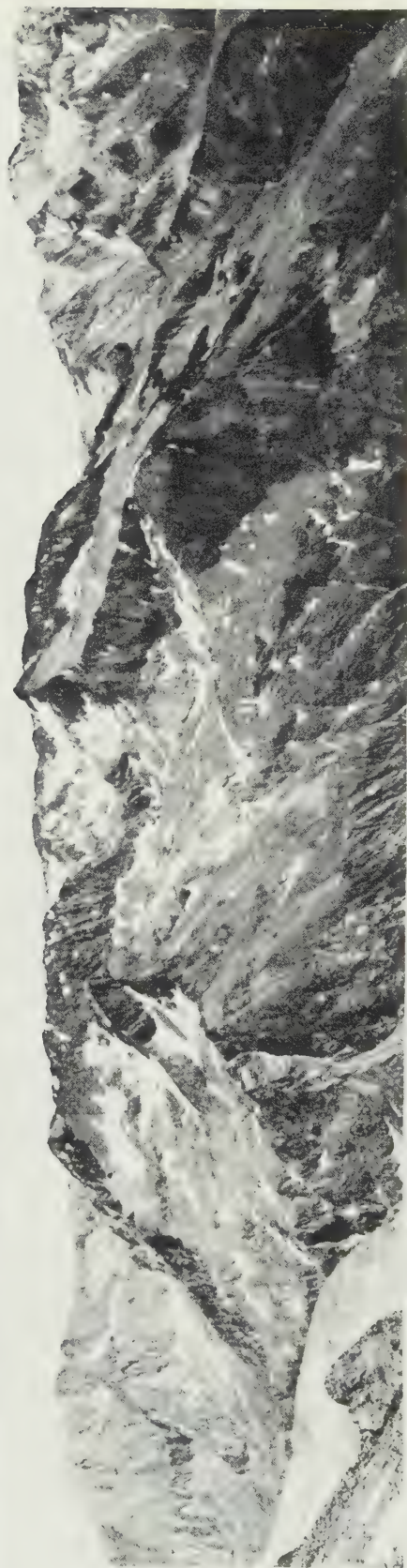
1. *Le synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou* sur la crête entre le pic de Caouarrère et le Tuquet de Caouarrère, à l'Est de l'Hospice de Rioumajou. Vue prise de la crête de Pouey-le-Bon. Surfaces structurales de schistes et quartzites ordoviciens à éléments calcaires ($s^{3.2b}$) débarrassés de leur couverture de schistes carburés (s^4). On observe la forme en entonnoir du pli. Vers le Sud, des calcaires ordoviciens redressés (c), à pendage nord, affleurent sur la crête. La perspective fait que les deux affleurements calcaires ne paraissent pas alignés sur la direction de schistes et quartzites formant la surface structurale méridionale. Le Tuquet de Caouarrère, calcaire (c), apparaît au Sud du pli. Texte p. 117.
2. *Près du Tuquet de Caouarrère*, un sommet affecte la forme d'un synclinal à flanc sud redressé. Il est formé, à la base, de calcaire et, au sommet, de schistes et de calcschistes, attribués au Dévonien ($d^{6.1}$).
3. *Le Massif du Batchimale et le Massif des Posets* vus du pic Batoua (3 035 m).

Les deux massifs sont séparés par une faille mettant en contact le Gothlandien (s^4) et le Dévonien ($d^{6.1}$) des Posets et de Caouarrère, avec l'Ordovicien ($s^{3.2}$) du massif du Batchimale. C'est celui de l'anticlinal de Frédancon-Aygués Tortes, qui passe au port de la Pez. Cette faille constitue le prolongement oriental du synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou. Les pendages des couches, de part et d'autre, sont opposés comme dans ce synclinal. On devine la complication des plissements qui affectent les schistes carburés et les schistes, calcschistes et calcaires des Posets. La base du massif n'a pas été examinée. Il y a peut-être un décollement des terrains sus-jacents par rapport à ce substratum. Au Sud, affleure le granite d'Eristé, qui est probablement une dépendance du massif de Bielsa-Héas-Gavarnie. Au premier plan, le Dévonien, puis le Gothlandien, forment une croupe dirigée d'E en W, passant par le signal de Viados (2 705 m). Un léger prolongement axial de ces formations vers l'E permet à l'Ordovicien ($s^{3.2b}$) d'affleurer. Cette formation prolonge celle qui forme à l'Ouest la base de la crête du pic de Caouarrère au Tuquet de Caouarrère et sur lequel, plus au Sud, sont charriés le Gothlandien du pic d'Ourdissetou et, selon toute vraisemblance, le Dévonien de la Punta Suelsa.





1



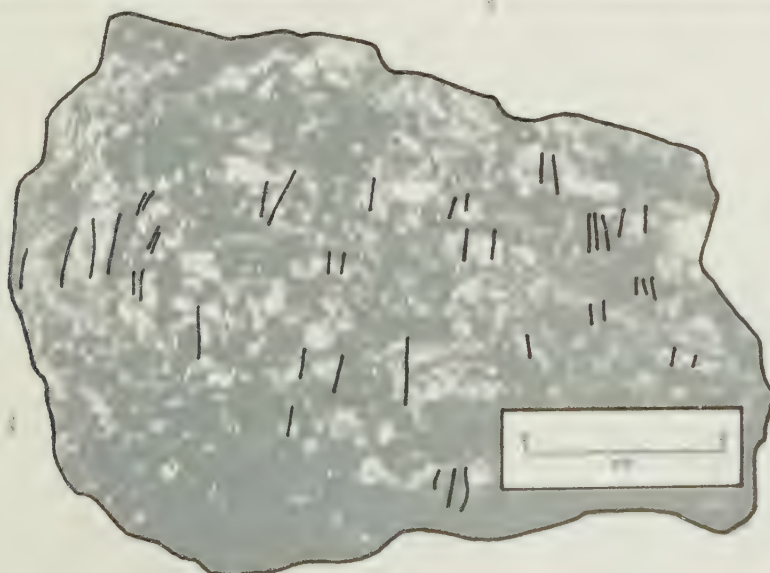
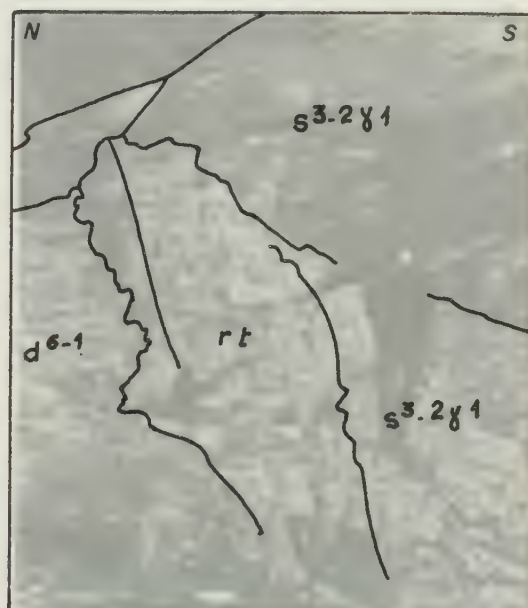
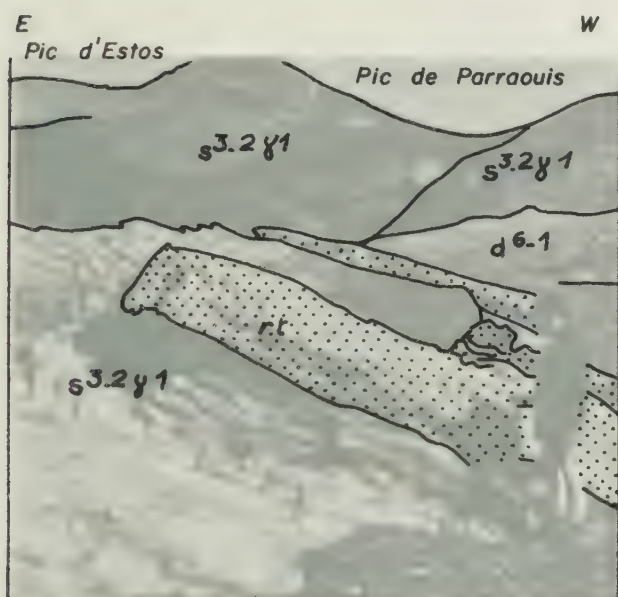
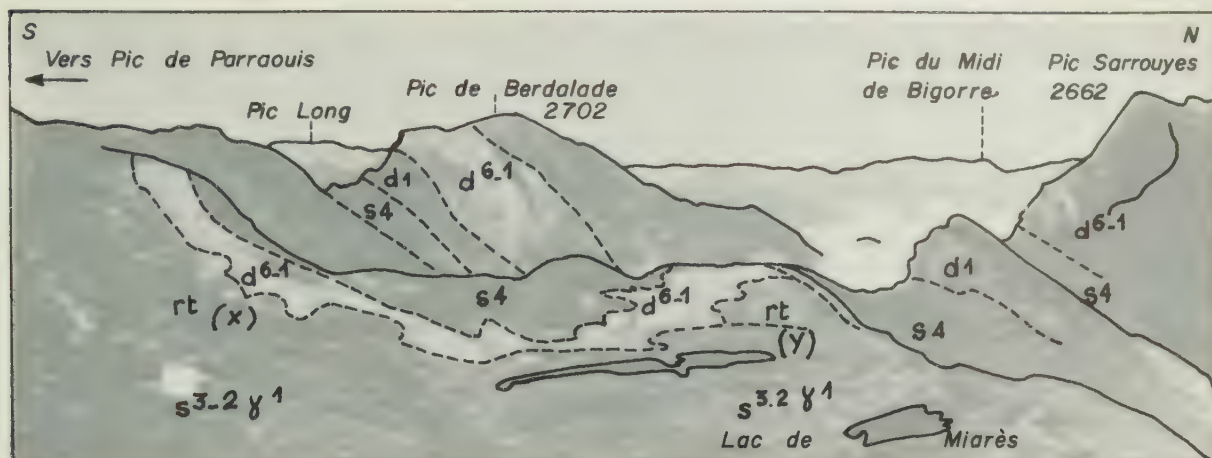
3

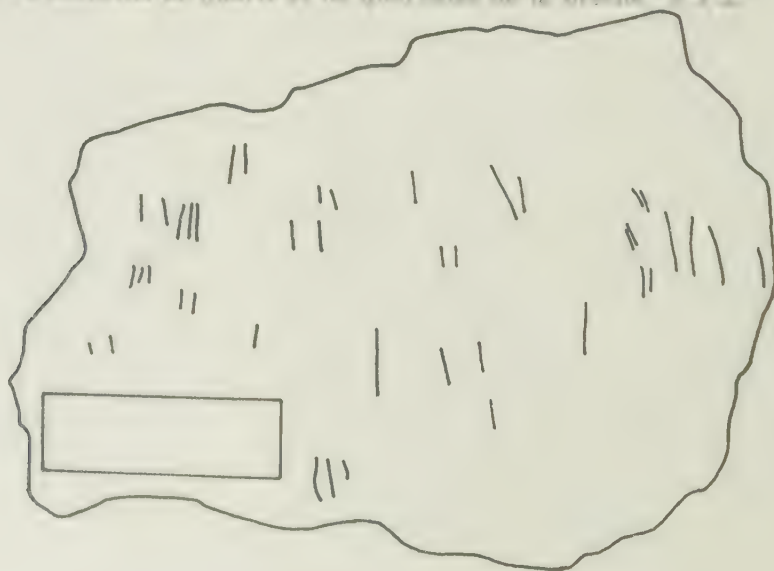
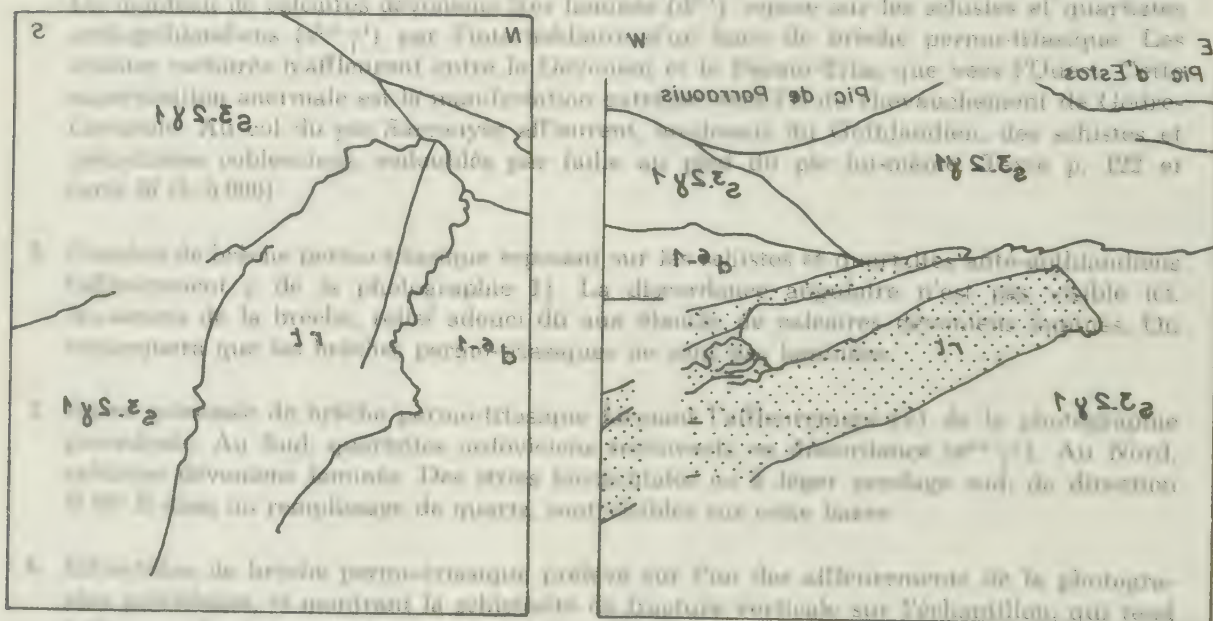
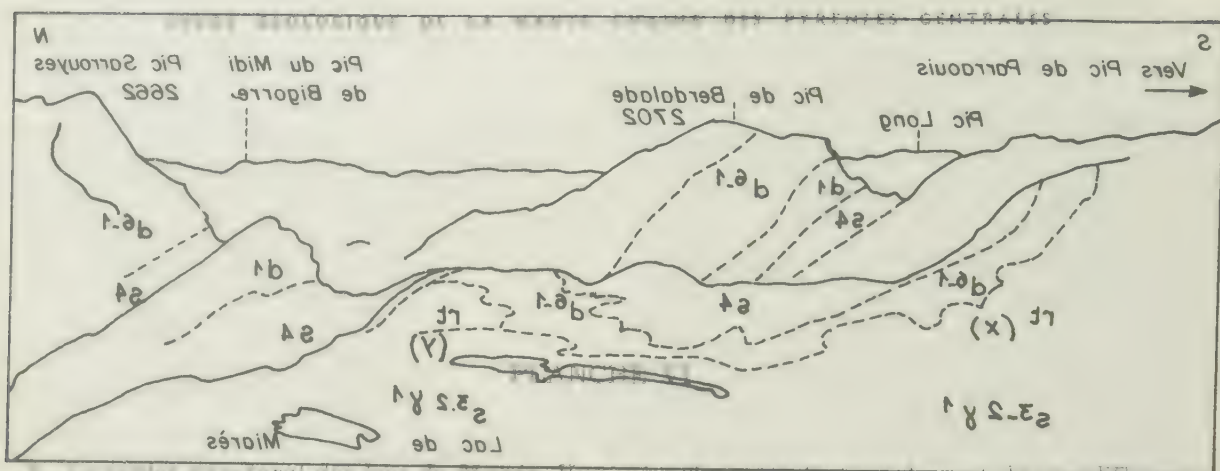


2

PLANCHE VI

1. *Le replat structural des lacs de Miarès.* Vue prise du contrefort nord-ouest du pic d'Estos. Un manteau de calcaires dévoniens très laminés ($d^{6.1}$) repose sur les schistes et quartzites anté-gothlandiens ($s^{3.2} \gamma^1$) par l'intermédiaire d'un banc de brèche permo-triasique. Les schistes carburés n'affleurent entre le Dévonien et le Permo-Trias que vers l'Ouest. Cette superposition anormale est la manifestation extrême vers l'E du chevauchement de Gèdre-Gavarnie. Au col du pic Sarrouyès affleurent, au-dessus du Gothlandien, des schistes et calcschistes coblenciens, redoublés par faille au pied du pic lui-même. Texte p. 122 et carte M (1/5 000).
2. Couches de brèche permo-triasique reposant sur les schistes et quartzites anté-gothlandiens (affleurement y de la photographie 1). La discordance angulaire n'est pas visible ici. Au-dessus de la brèche, relief adouci dû aux éboulis de calcaires dévoniens laminés. On remarquera que les brèches permo-triasiques ne sont pas laminées.
3. Barre redressée de brèche permo-triasique formant l'affleurement (x) de la photographie précédente. Au Sud, quartzites ordoviciens recouverts en discordance ($s^{3.2} \gamma^1$). Au Nord, calcaires dévoniens laminés. Des stries horizontales ou à léger pendage sud, de direction N 60° E dans un remplissage de quartz, sont visibles sur cette barre.
4. Echantillon de brèche permo-triasique prélevé sur l'un des affleurements de la photographie précédente, et montrant la schistosité de fracture verticale sur l'échantillon, qui tend à découper les éléments de quartz et de quartzites de la brèche. $\times 1/2$.







1



2



3



4

PLANCHE VII

La haute Cinqueta vue du sommet du pic Schrader (3 174 m). Au pied de ce pic, vers le S, dans les schistes à éléments calcaires ordoviciens, s'ouvre le vallon du Schrader. Un vallon est-ouest, en pente vers la Cinqueta de la Pez, suit le contact par faille entre ces schistes et les schistes carburés gothlandiens. La croupe qui limite ce vallon au S laisse apparaître, à la faveur de replis, les schistes coblenciens et les calcaires du Dévonien inférieur du signal de Viados, homologues de ceux qui apparaissent à l'E au Tuquet de Caouarrère.

Le versant ouest de la Cinqueta de la Pez est constitué d'Ordovicien, sur lequel reposent, en contact anormal, les schistes carburés du chevauchement du pic d'Ourdissetou et de la Punta Suelsa. Ces schistes forment également la crête de la Costera, qui relie le pic d'Ourdissetou au pic Montaut, où a lieu un contact entre le granite de Bielsa-Héas-Gavarnie et les schistes carburés, sans que ces derniers présentent de trace appréciable de métamorphisme.

La Punta Suelsa (extrême droite) est une dent de calcaire dévonien reposant sur le granite de Bielsa-Héas-Gavarnie par l'intermédiaire d'une lame de Permo-Trias. L'accident ainsi mis en évidence se poursuit vers le Sud. On voit sur la photo une corniche dominant la rive droite de la Cinqueta. Cette corniche est dévonienne, selon Ch. JACOB et R. CIRY (1926). Le fond de la vallée est granitique.

A l'E le massif granitique d'Eriste paraît dépendre également du massif de Bielsa-Héas-Gavarnie.

Texte p. 117 à 120.

A l'horizon, le massif de Cotiella culminant à 2 910 m.



PLANCHE VII

La Cinqueta vue du sommet du pic Schrader (3 174 m). Au pied de ce pic, vers le S, les schistes à éléments calcaires ordoviciens, s'ouvre le vallon du Schrader. Un vallon est ouest, en pente vers la Cinqueta de la Pez, suit le contact par faille entre ces schistes et les schistes carburés gothlandiens. La croupe qui limite ce vallon au S laisse apparaître, à la faveur du relief, les schistes coblenciens et les calcaires du Dévonien inférieur du signal de Viados, ainsi que ceux qui apparaissent à l'E au Tuquet de Caouarrère.

Le versant ouest de la Cinqueta de la Pez est constitué d'Ordovicien, sur lequel reposent, en contact anormal, les schistes carburés du chevauchement du pic d'Ourdissetou et de la Punta Suelsa. Ces schistes forment également la crête de la Costera, qui relie le pic d'Ourdissetou au pic Montaut, où a lieu un contact entre le granite de Bielsa-Héas-Gavarnie et les schistes carburés, sans que ces derniers présentent de trace appréciable de métamorphisme.

La Punta Suelsa (extrême droite) est une dent de calcaire dévonien reposant sur le granite de Bielsa-Héas-Gavarnie par l'intermédiaire d'une lame de Permo-Trias. L'accident ainsi mis en évidence se poursuit vers le Sud. On voit sur la photo une corniche dominant la rive droite de la Cinqueta. Cette corniche est dévonienne, selon Ch. JACOB et R. CIRY (1926). Le fond de la vallée est granitique.

A l'E le massif granitique d'Eriste paraît dépendre également du massif de Bielsa-Héas-Gavarnie.

Texte p. 117 à 120.

A l'horizon, le massif de Cotiella culminant à 2 910 m.



PLANCHE VIII

1. Conglomérat infra-ordovicien, à galets peu déformés de quartzite blanc et brun, parfois lités, et à ciment phylliteux clair. Coupe perpendiculaire à la stratification. Loc. : vallon entre la cabane de la Pez et le col entre le pic d'Estos et le pic de Parraouis, rive gauche.
2. Conglomérat infra-ordovicien, à galets de quartzite déformés localement au passage d'une flexure de 10 cm de rayon affectant la stratification. Les galets sont aplatis perpendiculairement au rayon de la flexure. Loc. : Troucet de Courts, sur la crête entre le val d'Arouge et le val d'Esquierry.
3. Conglomérat infra-ordovicien à galets et ciment de quartzite gris. La roche est déformée dans son ensemble par étirement selon une direction d'axe de plissement. Les fissures limitant les amygdales d'étirement sont confondues avec celles qui limitent les galets. Loc. : chambre des vannes de la retenue hydro-électrique de Rioumajou. Surface d'affleurement perpendiculaire à l'axe de plissement.
4. Détail de l'affleurement précédent, montrant un galet isolé.
5. Conglomérat infra-ordovicien, déformé. La déformation d'ensemble de la roche aboutit à un aplatissement des galets, avec allongement selon une direction d'étirement visible dans le plan de stratification. Loc. : prairies de Lapiarre. Gr. nat.
6. Conglomérat infra-ordovicien, à un stade avancé (et exceptionnel) de laminage. Les galets, très aplatis, sont presque méconnaissables. Leurs extrémités se touchent. La déformation est soulignée par le microboudinage d'un lit. Des filonnets de quartz suivent dans leur détail les structures déformées. Gr. nat. Loc. : crête entre le pic de la Hourque et le pic du Midi de Génost.

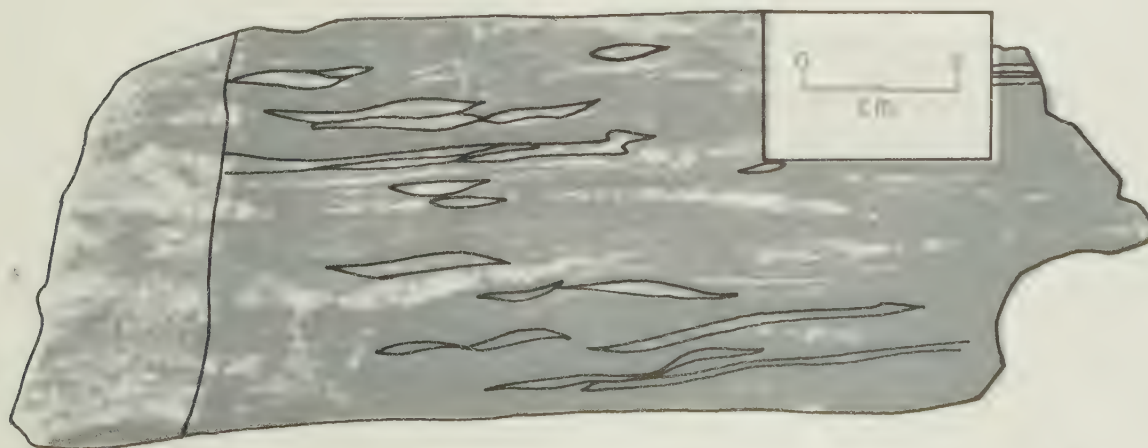
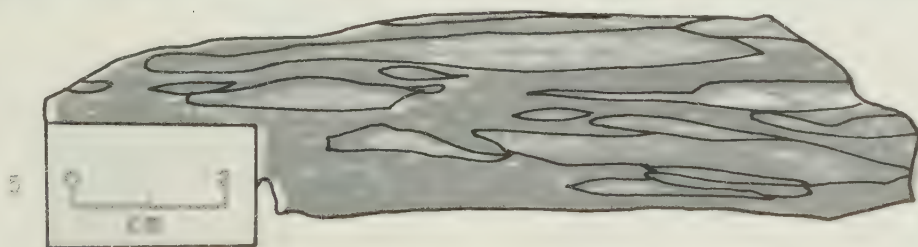
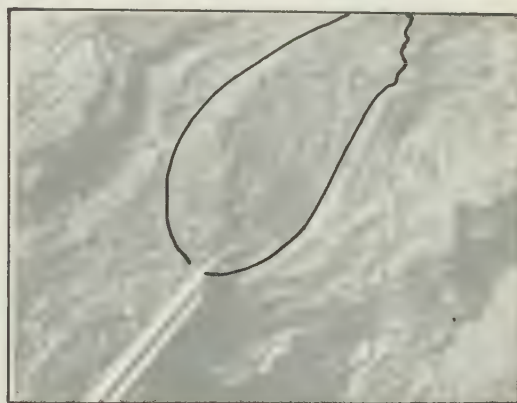
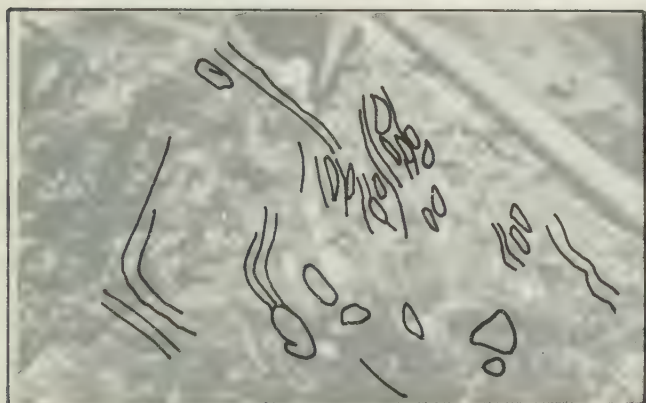
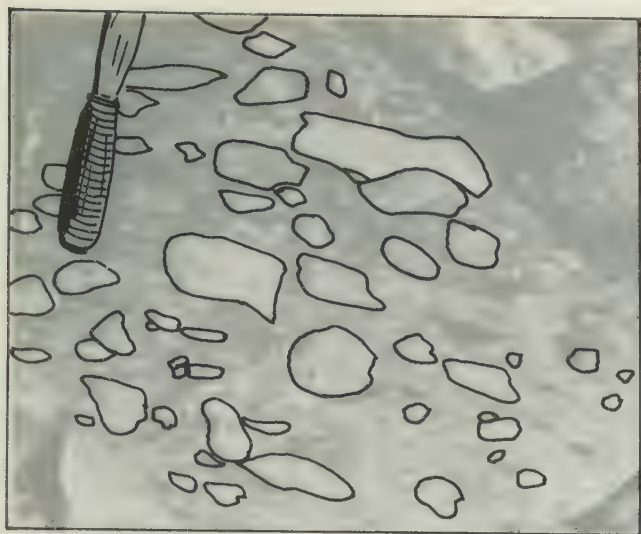
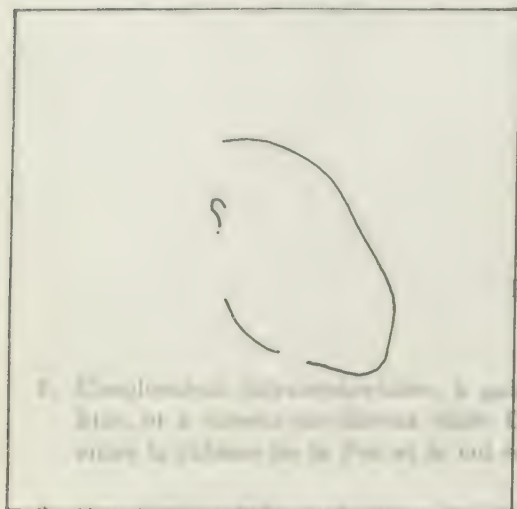
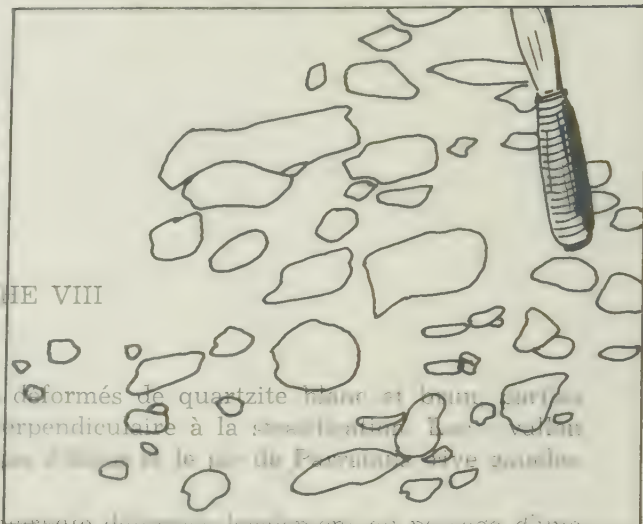


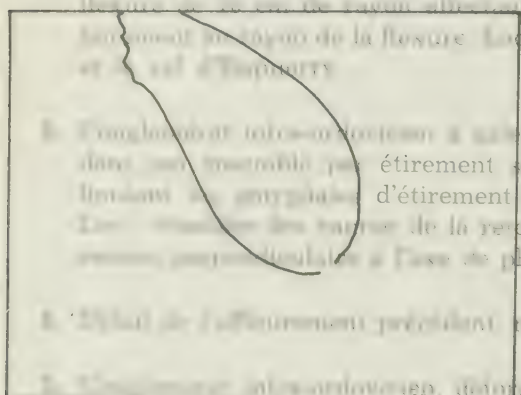
PLANCHE VIII



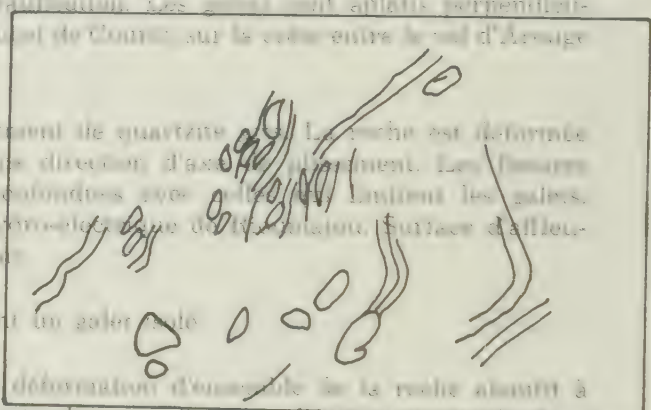
1. Conglomérat néo-ordovicien, à galets peu déformés de quartzite blanche et brune sur un liton, et à ciment argilo-sableux. Coupe perpendiculaire à la stratification. Les galets ont entre le gîte de la fosse et le sud entre le liton d'Assage et le sud de l'Assage, avec galets.



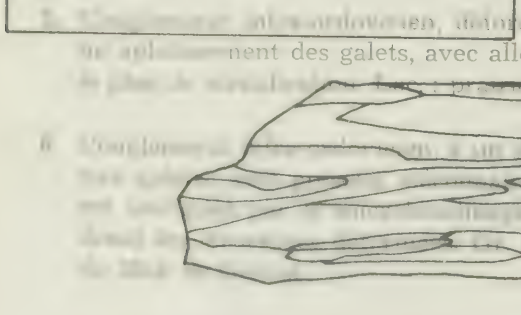
2. Conglomérat néo-ordovicien, à galets de quartzite blanche et brune sur un liton, et à ciment argilo-sableux. Coupe perpendiculaire à la stratification. Les galets ont entre le gîte de la fosse et le sud entre le liton d'Assage et le sud de l'Assage, avec galets.



3. Conglomérat néo-ordovicien, à galets et ciment de quartzite blanche et brune sur un liton, et à ciment argilo-sableux. Coupe perpendiculaire à la stratification. Les galets ont entre le gîte de la fosse et le sud entre le liton d'Assage et le sud de l'Assage, avec galets.

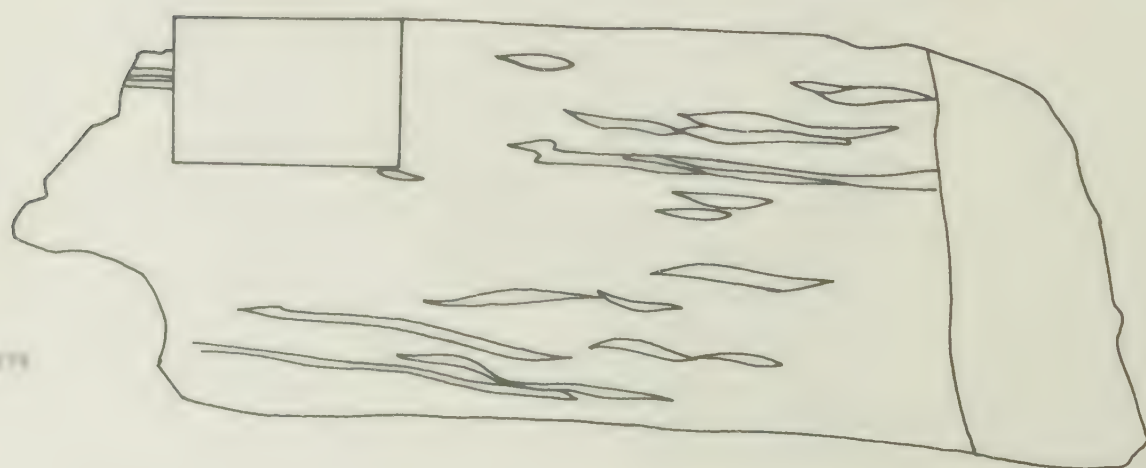


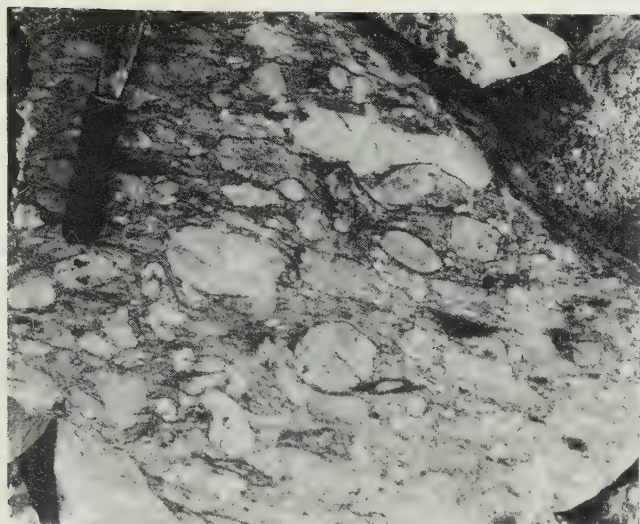
4. Dégât de l'affaiblissement précédent montrant un gîte de galets.



5. Conglomérat néo-ordovicien, déformé. La déformation d'ensemble de la roche aboutit à un aplatissement des galets, avec allongement selon une direction d'étiement visible dans le plan de stratification. Les galets sont déformés.

6. Conglomérat néo-ordovicien, déformé. La déformation d'ensemble de la roche aboutit à un aplatissement des galets, avec allongement selon une direction d'étiement visible dans le plan de stratification. Les galets sont déformés.

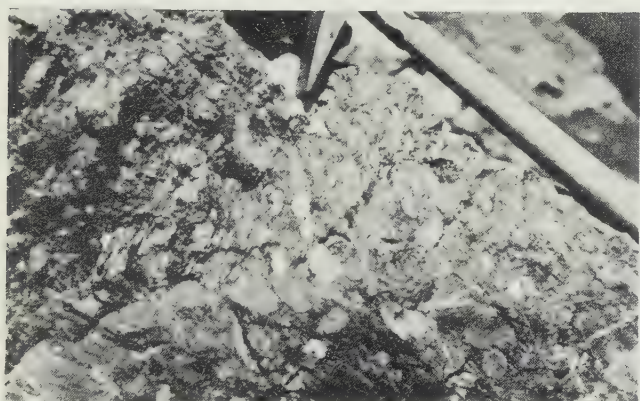




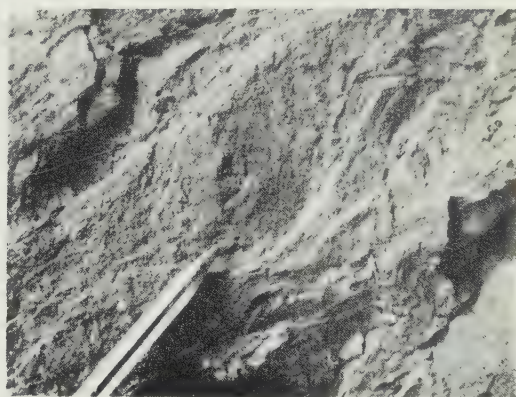
1



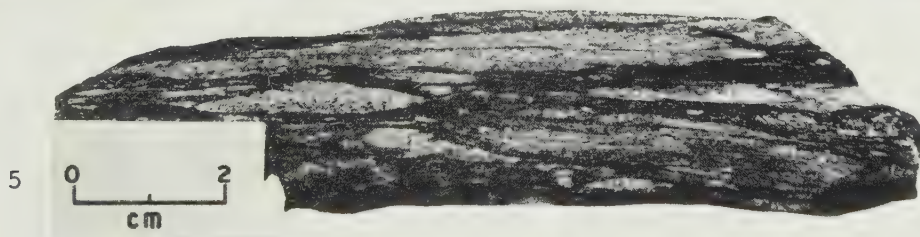
3



2



4



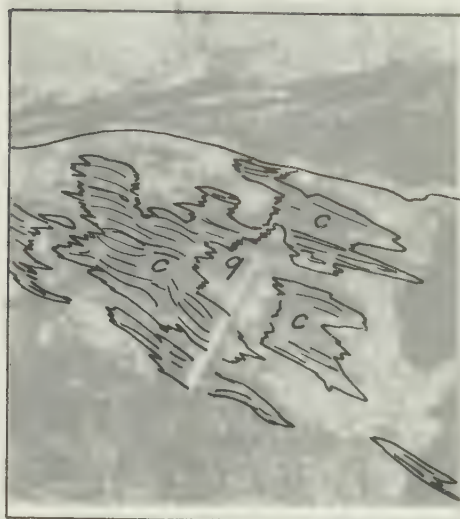
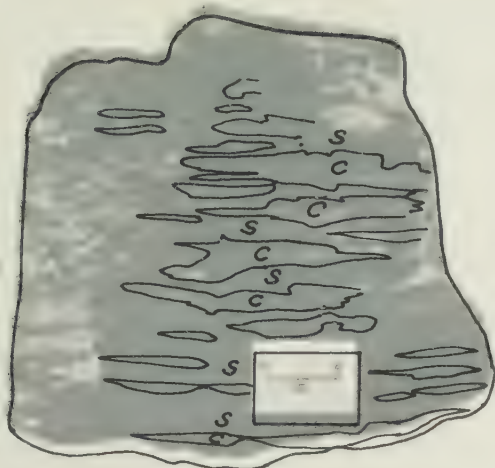
5



6

PLANCHE IX

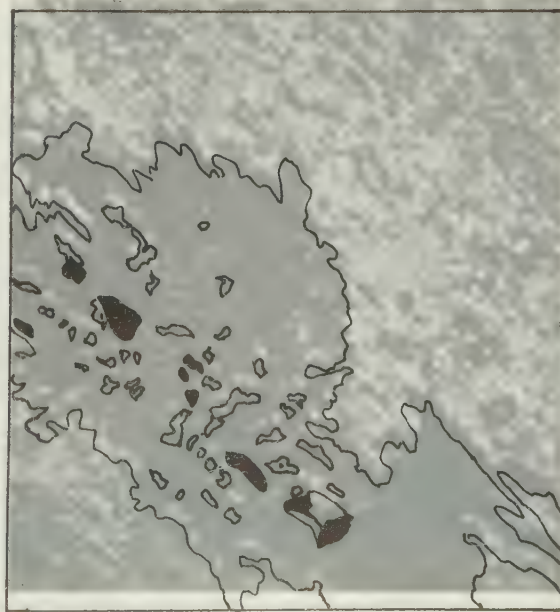
1. Cornéenne calcaire, à pyroxènes et grenats, montrant l'alternance des bancs silicatés (s) et des bancs calcaires (c). Ces derniers sont déprimés sous l'effet de l'érosion atmosphérique, qui y détermine une patine vacuolaire. $\times 1/2$. Ech. 258. Ordovicien, Vallon de Caillaouas, rive gauche.
2. Calcaire ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Le calcaire (c), brun foncé, apparaît en creux, et les quartzites (q), gris, en relief. L'alternance primitive des bancs qui étaient épais de 5 à 10 cm, a été vraisemblablement détruite par les déformations tectoniques (voir p. 195). Celles-ci ont imprimé aux calcaires une forme lenticulaire. Loc. : vallon de la Pez, environs de la cabane.
3. Calcaire ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Les déformations tectoniques ont imprimé à la roche une schistosité parallèle à la stratification, qui s'est appliquée aux calcaires et aux quartzites. Ceux-ci sont réduits à des bancs feuilletés (c). La « phase » calcaire a été en partie chassée de la stratification, et la plaque calcaire sans forme définie (pl.), sur laquelle est posé le marteau, correspond à une accumulation dans une fissure. Du calcaire subsiste dans les lits, comme en témoignent les zones plus sombres, grossièrement alignées sur la stratification, dues à la présence de la patine vacuolaire. Loc. : vallon entre la cabane de la Pez et le col entre les pics d'Estos et de Parraouis, rive gauche.
4. Calcaire ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Les déformations tectoniques ont imprimé à la roche une schistosité oblique sur la stratification. Cette dernière est soulignée par les bancs quartziteux en relief, les calcaires (c) qui apparaissent en creux tendant à s'aligner avec la schistosité. Loc. : Vallon de Néré, contrefort ouest du pic de Nord-Nère.
5. Nids amphiboliques (a) dans un horizon de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Cet horizon comprend, en proportions égales, quartz et calcite. Présence de magnétite (taches noires). Les nids amphiboliques sont des ensembles rayonnants de cristaux d'actinote, de hornblende verte, accompagnés de zoïsite. Le quartz est plus abondant par places, et notamment autour des nids (auréoles claires). L. N., $\times 6$. Ech. 877 IX. Vallée de Rioumajou, rive gauche du confluent du ruisseau de Bizourtet.
6. Détail de la photographie précédente : quartz en taches claires autour de nids amphiboliques renfermant de la magnétite. En haut et à gauche : calcite. L. P., $\times 45$.



2

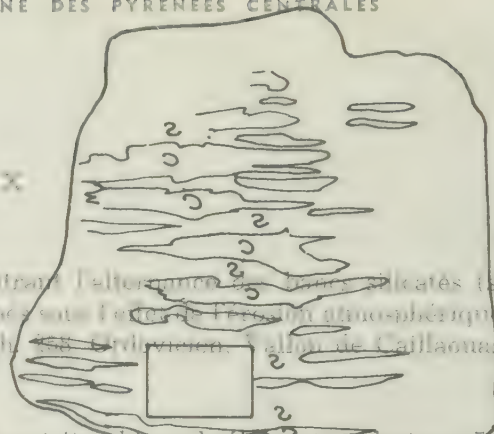
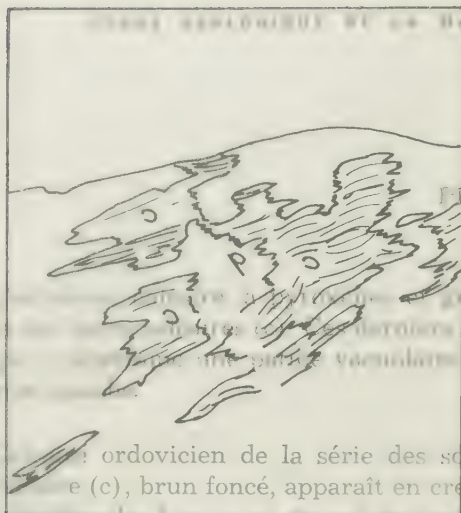


4



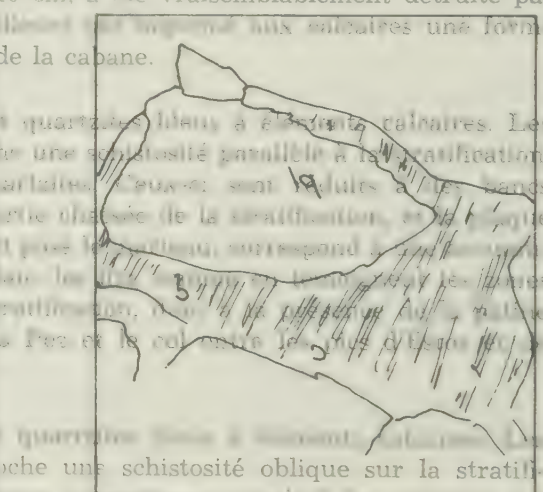
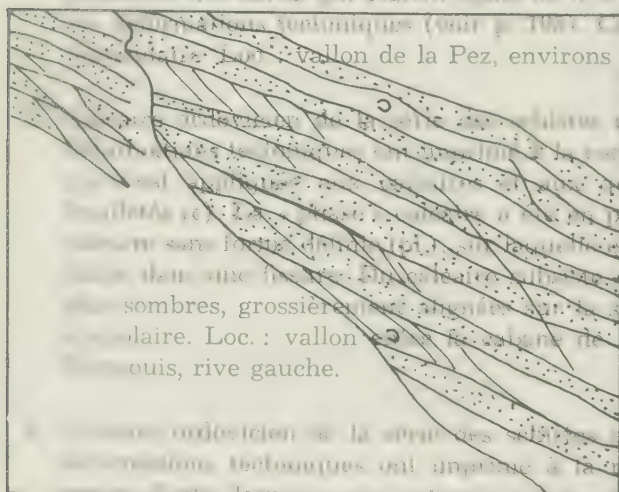
5

PLANCHE IX



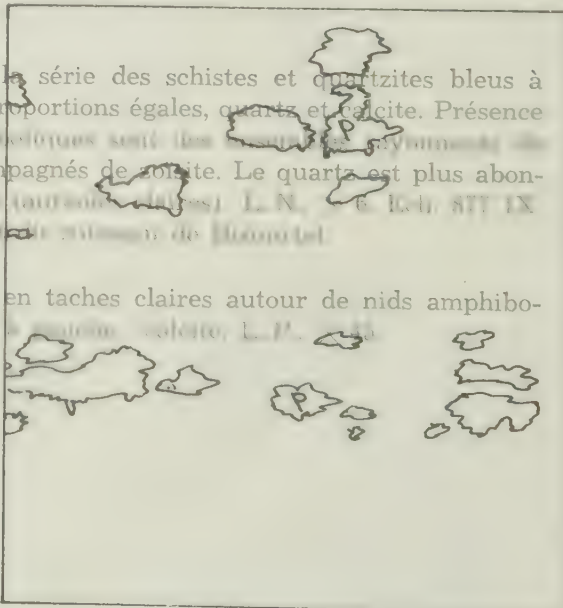
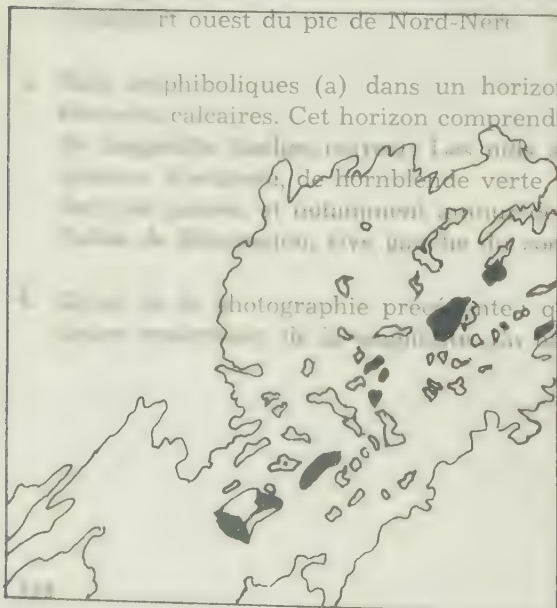
L'alternance de schistes et de quartzites bleus à éléments calcaires (a) et de schistes et de quartzites gris à éléments siliceux (b) est caractéristique de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Les schistes (s) sont déformés sous l'effet d'un stress atmosphérique, et les quartzites (q) sont déformés sous l'effet d'un stress tectonique. L'alternance de schistes et de quartzites bleus à éléments calcaires (a) et de schistes et de quartzites gris à éléments siliceux (b) est caractéristique de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires.

Le schiste ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Le schiste (s), brun foncé, apparaît en creux, et les quartzites (q), gris, en relief. L'alternance de schistes et de quartzites bleus à éléments calcaires (a) et de schistes et de quartzites gris à éléments siliceux (b) est caractéristique de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires.



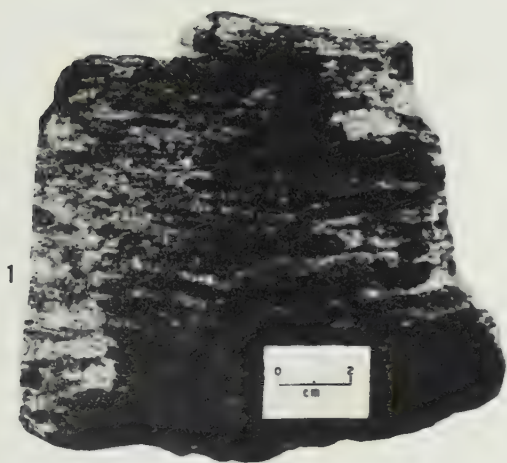
Le schiste ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Le schiste (s), brun foncé, apparaît en creux, et les quartzites (q), gris, en relief. L'alternance de schistes et de quartzites bleus à éléments calcaires (a) et de schistes et de quartzites gris à éléments siliceux (b) est caractéristique de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Loc. : vallon de la Pez, environs de la cabane.

Le schiste ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Le schiste (s), brun foncé, apparaît en creux, et les quartzites (q), gris, en relief. L'alternance de schistes et de quartzites bleus à éléments calcaires (a) et de schistes et de quartzites gris à éléments siliceux (b) est caractéristique de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Loc. : vallon de la Pez, environs de la cabane.



Le schiste ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Le schiste (s), brun foncé, apparaît en creux, et les quartzites (q), gris, en relief. L'alternance de schistes et de quartzites bleus à éléments calcaires (a) et de schistes et de quartzites gris à éléments siliceux (b) est caractéristique de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Cet horizon comprend, en proportions égales, quartz et calcite. Présence de nodules de calcite. Les nids amphibolitiques sont des nids de pyroxène et de hornblende verte, accompagnés de quartz. Le quartz est plus abondant dans les nids de pyroxène que dans les nids de hornblende. Loc. : vallon de la Pez, environs de la cabane.

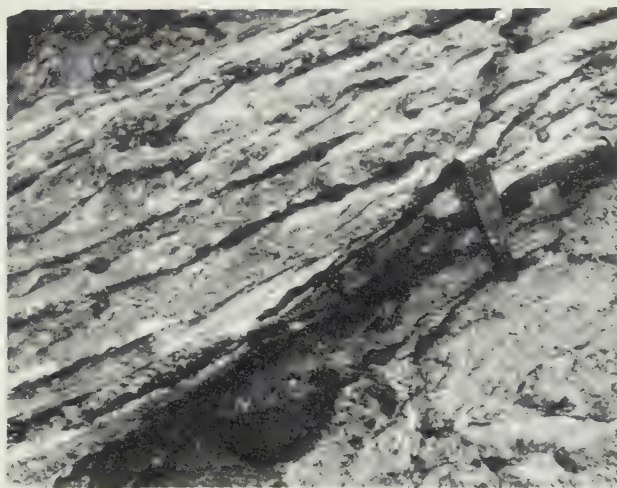
Le schiste ordovicien de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Le schiste (s), brun foncé, apparaît en creux, et les quartzites (q), gris, en relief. L'alternance de schistes et de quartzites bleus à éléments calcaires (a) et de schistes et de quartzites gris à éléments siliceux (b) est caractéristique de la série des schistes et quartzites bleus à éléments calcaires. Cette dernière est soulignée par les bandes quartziteuses en relief, les calcaires (c) apparaissent en creux tendant à s'aligner avec la schistosité. Loc. : Vallon de Néré, et ouest du pic de Nord-Néré.



2



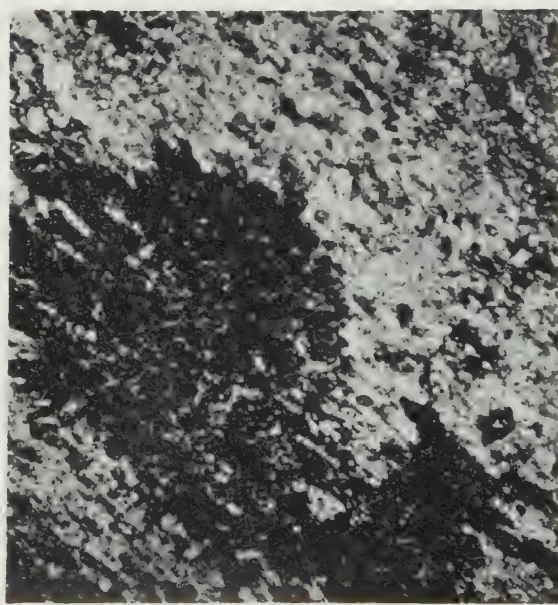
3



4



5



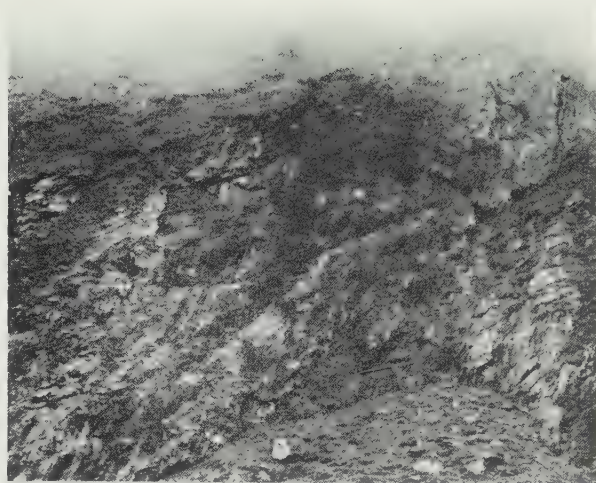
6

PLANCHE X

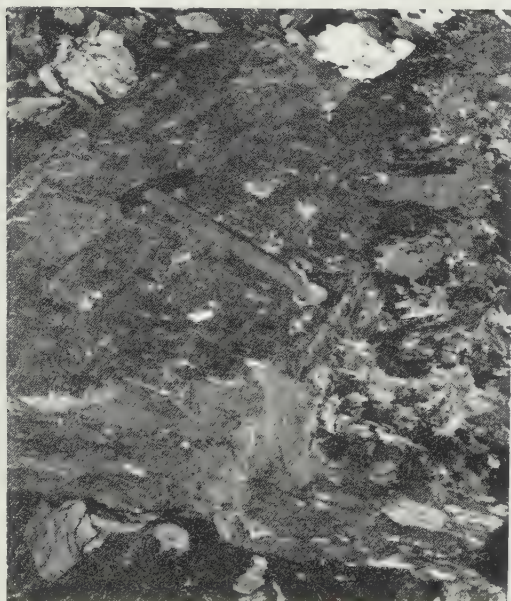
1. Niveau calcaire déformé de la base du Dévonien. L'érosion différentielle a mis en évidence les alternances de lits siliceux peu déformés (q) et de lits calcaires (c) ayant occupé, par suite de leur mobilité de flux, toutes les anfractuosités et les dépressions d'origine tectonique des premiers. L'érosion différentielle met encore en évidence, au sein des calcaires, des traînées parallèles entre elles, épousant plus ou moins la forme des limites des lits. Il s'agit probablement, dans le cas de formations peu déformées, des traces d'une ancienne stratification. Loc. : pentes nord-ouest du verrou glaciaire du haut vallon de Néré (Ouest du pic de Nord-Nère).
2. Niveau calcaire déformé de la base du Dévonien. Les lits siliceux sont fragmentés dans leur masse en parallélépipèdes de 1 cm d'arête environ. La déformation est minime et les lits sont aisément reconnaissables. Le calcaire n'a pas envahi les espaces ouverts par la fragmentation des lits siliceux. Loc. : col de Gistaïn, premières pentes au Nord du massif des Posets.
3. Niveau calcaire très déformé dans l'Ordovicien. Présence de lits calcaires, de lits de quartzites et de lits mixtes siliceux et calcaires. On distingue les lits obliques, soulignés par les cavités creusées par l'érosion dans les parties les plus calcaires (c), et la schistosité, subverticale, soulignée par l'alignement de cavités minuscules correspondant également à des calcaires dans les lits mixtes. On devine les traces de la schistosité de fracture dans la partie massive des quartzites (q). Loc. : vallon de Néré, pentes est, au pied du pic de Nord-Nère.
4. La formation de Lourtiga, telle qu'elle apparaît sur les parois à l'Est des pentes du verrou du vallon de Néré. Les alternances noires et blanches correspondent à des traînées de schistes carburés, de calcaires dévoniens et de calcite recristallisée. Les limites obliques supérieure et inférieure de la paroi indiquent le pendage général de la série.
5. Détail de la formation de Lourtiga, visible au même endroit. A l'extrême droite et à l'extrémité du bâton ferré, fragments noirs découpés en forme de lentilles, ou de traînées, de schistes ou de quartzites carburés gothlandiens (g). Autour de ces fragments, un ciment de calcite blanche. Vers la droite, avec des intercalations de schistes gris et de schistes carburés, calcaire dévonien très déformé. Vers la gauche, prédominance des schistes et des schistes carburés.
6. Echantillon provenant d'un niveau calcaire de la base du Dévonien. Les constituants calcaire (c) et siliceux (q) sont très déformés. Les lits de quartzites ont été découpés en blocs polyédriques aux formes capricieuses, eux-mêmes fissurés. Ces lits sont presque méconnaissables par suite du déplacement relatif des blocs, dû à la mobilité de flux du constituant calcaire. On discerne mieux les lits calcaires comblant les vides entre les blocs, notamment sur la partie gauche de l'échantillon. L'un des lits occupant la partie droite de l'échantillon présente des traces de déplacement, sous la forme de traînées plus ou moins foncées le long desquelles sont dispersés des fragments très petits, entraînés par le déplacement. Ech. 1233. $\times 1/2$. Loc. : col entre le replat structural des lacs de Miarès et le pic Sarrouyès.



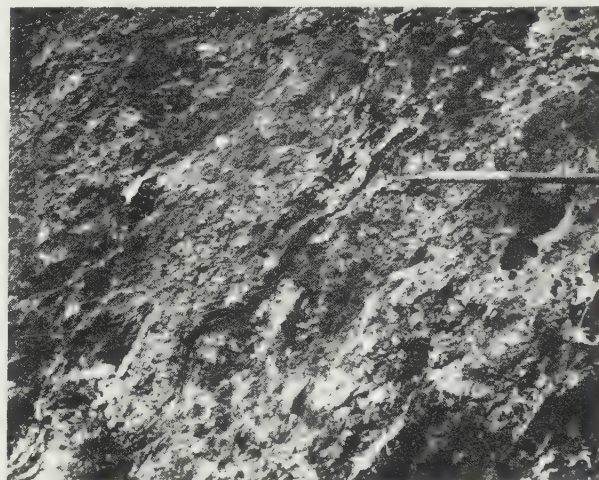
1



4



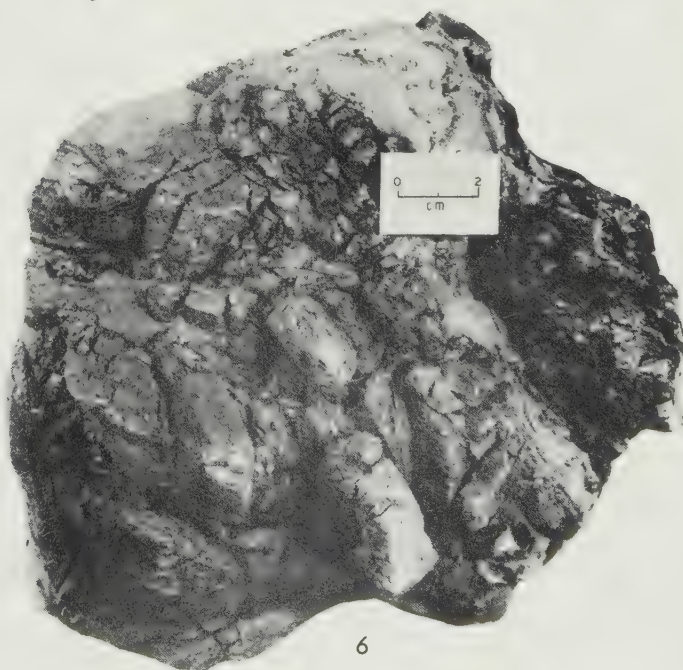
2



5



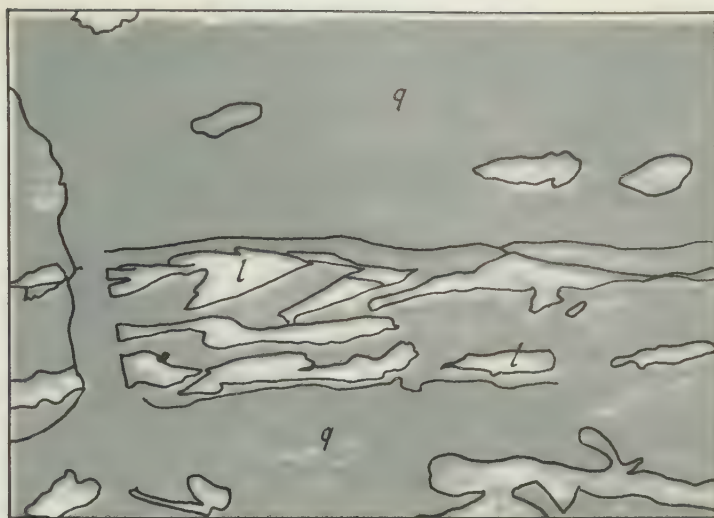
3



6

PLANCHE XI

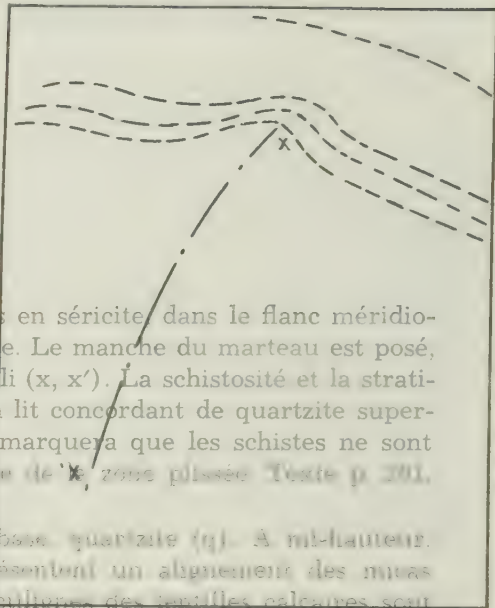
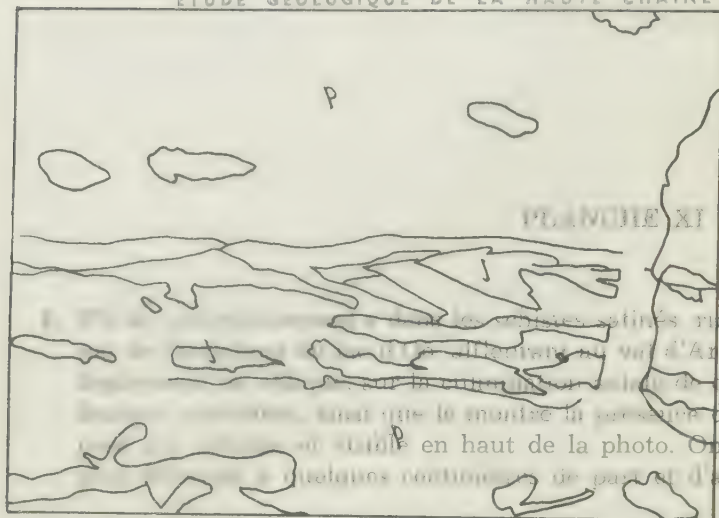
1. Pli de « rétrécissement » dans les schistes satinés, riches en séricite, dans le flanc méridional de l'anticlinal du lac d'Oô, affleurant au val d'Arouge. Le manche du marteau est posé, légèrement en oblique, sur la culmination axiale de ce pli (x, x'). La schistosité et la stratification coïncident, ainsi que le montre la présence d'un lit concordant de quartzite superposé aux schistes et visible en haut de la photo. On remarquera que les schistes ne sont plus déformés à quelques centimètres de part et d'autre de la zone plissée. Texte p. 201.
2. *Détail de la photographie 3.* Bancs horizontaux. A la base, quartzite (q). A mi-hauteur, calcaires fragmentés en lentilles (l). Les quartzites présentent un alignement des micas obliques par rapport à la stratification. Les contours rectilignes des lentilles calcaires sont parallèles à la trace de cette schistosité. On comparera la forme des lentilles calcaires avec celles des éléments calcaires visibles sur la photo 3, pl. X. Les lentilles calcaires sont séparées par la cornéenne à grenats et pyroxènes.
3. *Cornéenne à grenats et pyroxènes*, avec traces de bancs calcaires et bancs de quartzite. Les bancs calcaires ont été fragmentés par suite de leur mobilité de flux, en « lentilles » de quelques centimètres (teinte blanche). Le contour des lentilles est souligné par un liseré vert dû à l'abondance des pyroxènes. Loc. : éboulis au Nord-Est de la brèche du pic Belloc. Texte p. 199.
4. Calcaires-lubrifiants dans une faille affectant le granite du Lys-Caillaouas. A gauche et à droite, granite (γ) formant les lèvres verticales de la faille. Au centre, sur une épaisseur de quelques mètres, calcaires exempts de toute trace de roche siliceuse (c), mais affectés d'une fracturation parallèle aux lèvres de la faille. La présence du calcaire est à l'origine d'un petit col et de deux couloirs d'éboulis. Le couloir ouest, photographié ici, a une cinquantaine de mètres de haut. Loc. : piton dominant le lac de Caillaouas au Nord. Texte p. 214.
5. Plis dans les micaschistes d'une enclave du massif granitique du Lys-Caillaouas, au contact de la faille du lac de Caillaouas. Ces plis montrent un chiffonnage des micaschistes existant sur plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur au delà de la faille. Feuillet clairs, quartz et pegmatite. Feuillet sombres, biotite et sillimanite. $\times 1/2$. Loc. : brèche des Spijeoles. Texte p. 201.



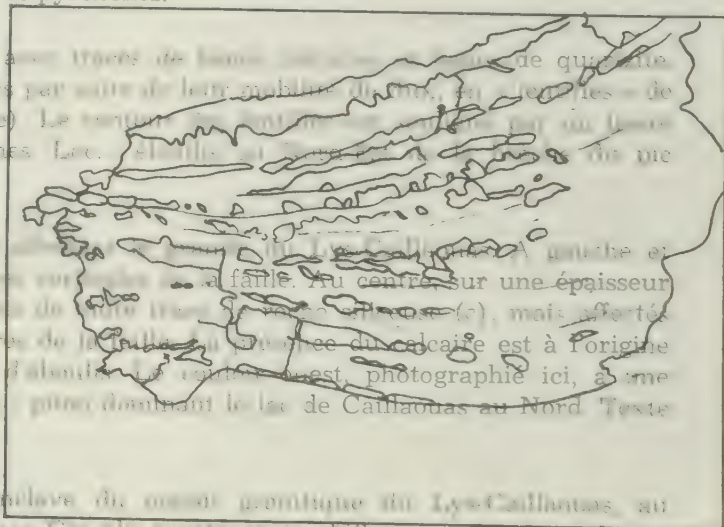
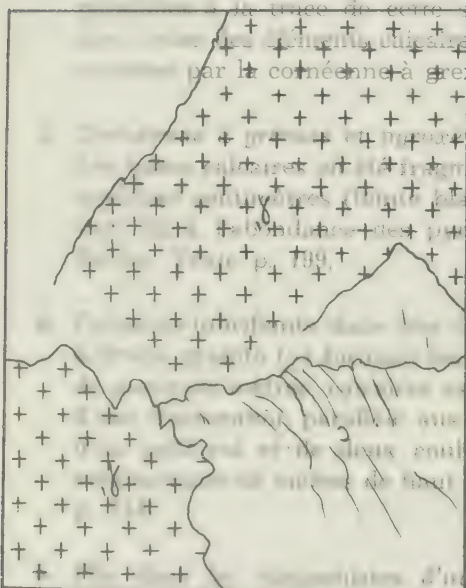
2



5



Les schistes sont riches en séricite, dans le flanc méridional, et sont allongés au sud d'Arrouge. Le manche du marteau est posé, sur la couche de schiste, dans le pli (x, x'). La schistosité et la stratification sont bien visibles. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo.

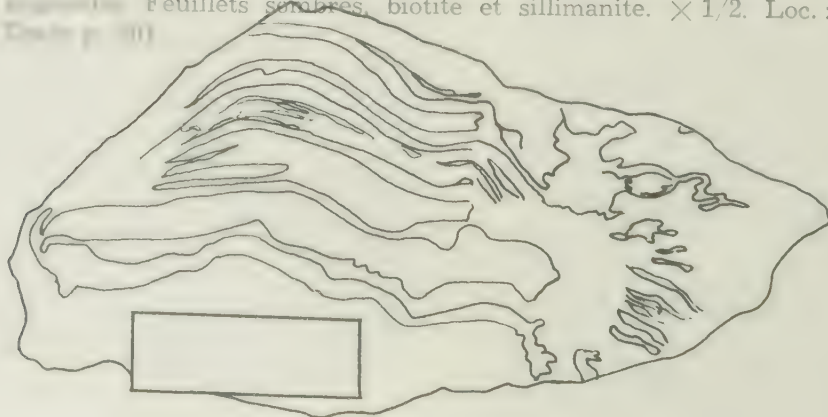


Les schistes sont riches en séricite, dans le flanc méridional, et sont allongés au sud d'Arrouge. Le manche du marteau est posé, sur la couche de schiste, dans le pli (x, x'). La schistosité et la stratification sont bien visibles. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo.

Les schistes sont riches en séricite, dans le flanc méridional, et sont allongés au sud d'Arrouge. Le manche du marteau est posé, sur la couche de schiste, dans le pli (x, x'). La schistosité et la stratification sont bien visibles. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo.

Les schistes sont riches en séricite, dans le flanc méridional, et sont allongés au sud d'Arrouge. Le manche du marteau est posé, sur la couche de schiste, dans le pli (x, x'). La schistosité et la stratification sont bien visibles. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo.

Les schistes sont riches en séricite, dans le flanc méridional, et sont allongés au sud d'Arrouge. Le manche du marteau est posé, sur la couche de schiste, dans le pli (x, x'). La schistosité et la stratification sont bien visibles. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo. On remarquera que les schistes ne sont pas horizontaux, mais qu'ils sont inclinés d'un lit concordant de quartzite superposée en haut de la photo.





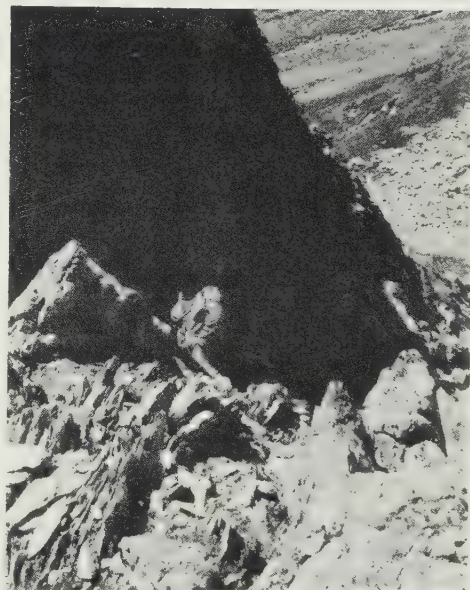
1



2



3



4



5

PLANCHE XII

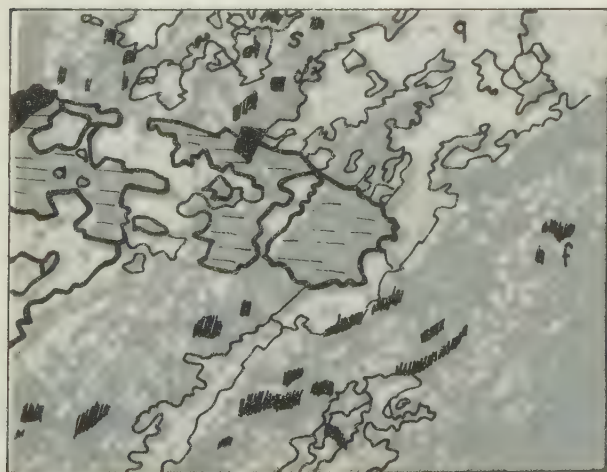
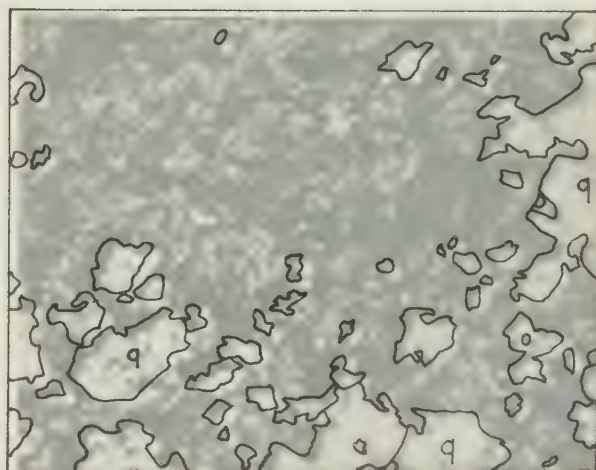
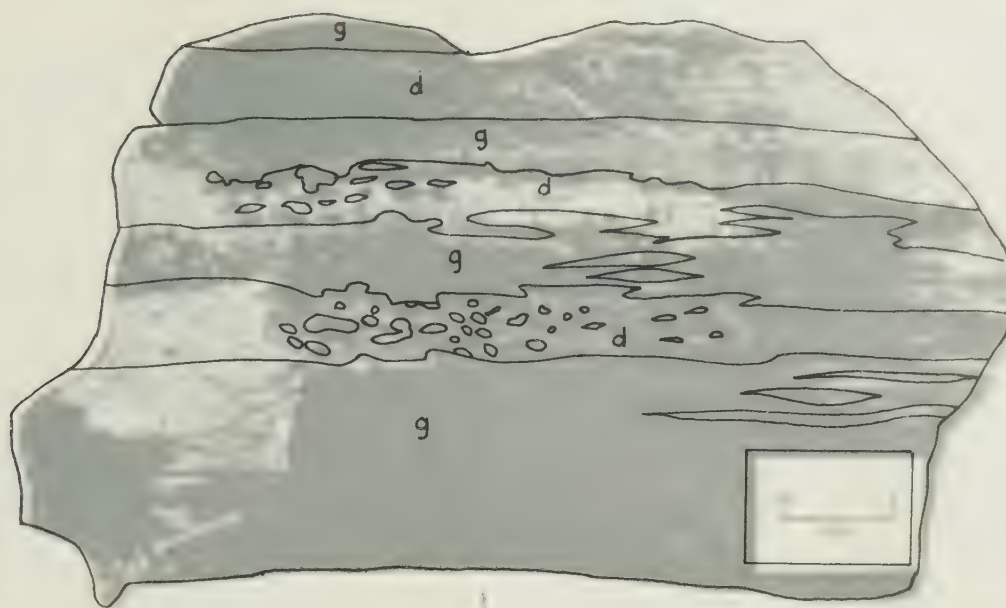
1. Cornéenne à pyroxènes et grenats. Lits clairs (d), déprimés par suite de l'érosion différentielle : diopside avec mouchetures vertes d'augite. Lits foncés à patine brune, en relief, à bords fragmentés (g) : augite ou grenats avec un peu de quartz. A la partie inférieure de l'échantillon, la proportion du quartz est à peu près la même que celle des pyroxènes et du grenat. Ech. 1387a. $\times 0,75$. Eboulis au pied de la brèche du pic Belloc, dans une enclave du massif de granite porphyroïde du Lys-Caillaouas.

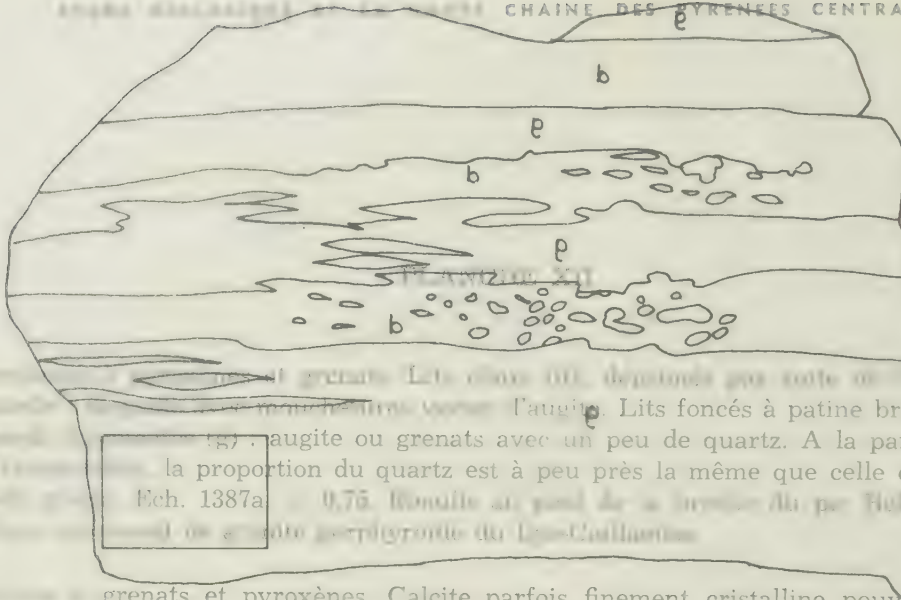
2. Calcaire à grenats et pyroxènes. Calcite parfois finement cristalline pouvant présenter l'extinction roulante (c). Pyroxènes en petits cristaux globuleux (p). Grenats en grandes plages (g).
Présence de quartz en très petits cristaux. L'échantillon renferme également de l'idocrase. Ech. 887. Partie occidentale de la crête de Couartaou, calcaire lié à un réseau filonien granulitique et pegmatitique. Déblais de la galerie de Pouchergues à la station de pompage du lac de Caillaouas. L. N. $\times 45$.

3. Cornéenne à grenats et amphiboles. Quartz en cristaux de forme globulaire (q) formant des plages isolées cimentées par de l'actinote ou de la zoïsite ou encore formant des inclusions dans les plages de grenats. L. N. $\times 45$. Ech. 822. Port de la Pez, versant nord.

4. Quartzite à lits amphiboliques. L'alternance des lits est visible : lits à grands cristaux de quartz (q), lits à petits cristaux avec oxydes de fer (f), lits riches en séricite (s). Cristaux à formes propres d'augite (a), à inclusions de quartz globuleuses, voir pédonculées. Ech. 895b. L. N. $\times 45$. Versant sud de la crête de Couartaou, au-dessus du lac de Pouchergues.

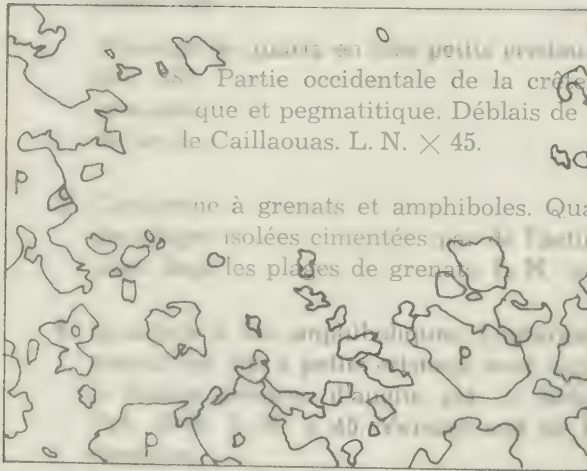
5. Quartzite à lits amphiboliques. Grandes plages d'augite (a) à inclusions d'actinote (h). Celles-ci constituent plusieurs petites plages ayant une position d'extinction commune, certaines d'entre elles étant à cheval sur deux cristaux d'augite. Même échantillon que la microphoto précédente.





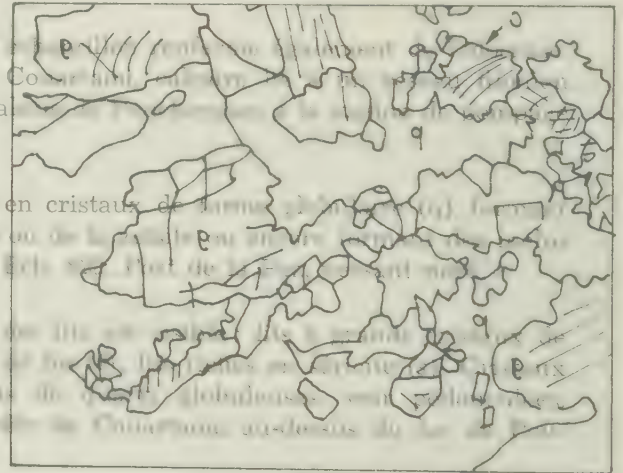
1. L'ensemble est granitique. Lits clairs 00, décolorés par suite de l'altération. Lits foncés à patine brune, en relief. (57) : augite ou grenats avec un peu de quartz. A la partie inférieure la proportion du quartz est à peu près la même que celle des pyroxènes Ech. 1387a. 0,75. Bouille au pied de la crête de la Caillaouas.

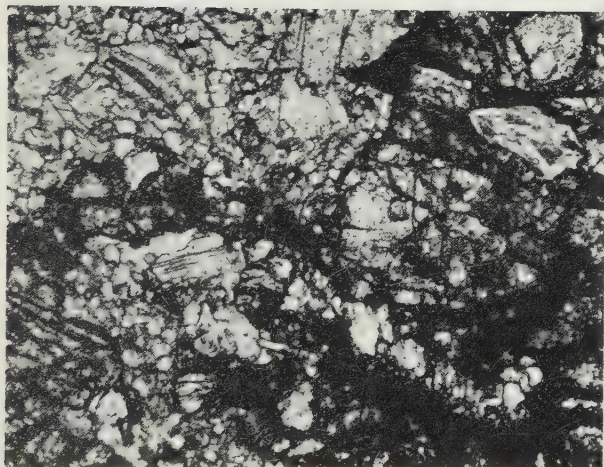
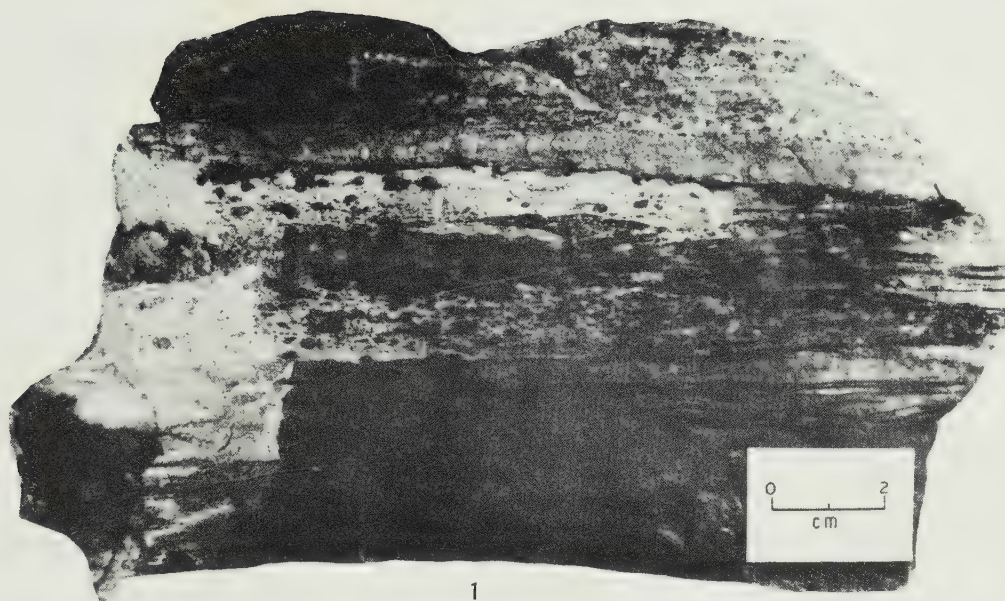
2. L'ensemble est granitique. Calcite parfois finement cristalline pouvant présenter roulante (c). Pyroxènes en petits cristaux globuleux (p). Grenats en grandes



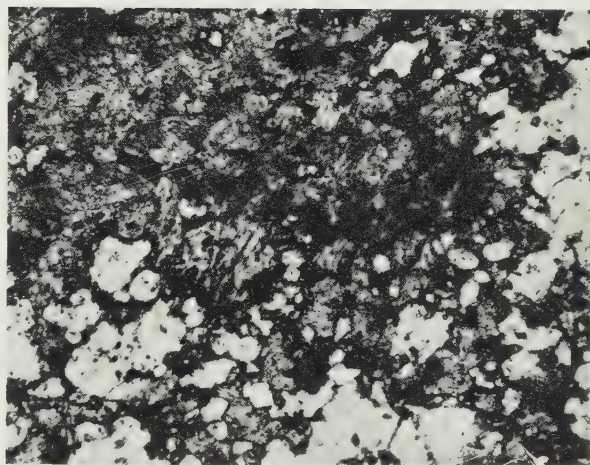
Partie occidentale de la crête de la Caillaouas. L. N. $\times 45$.

ne à grenats et amphiboles. Quartz en cristaux isolés cimentés par les plaques de grenat.

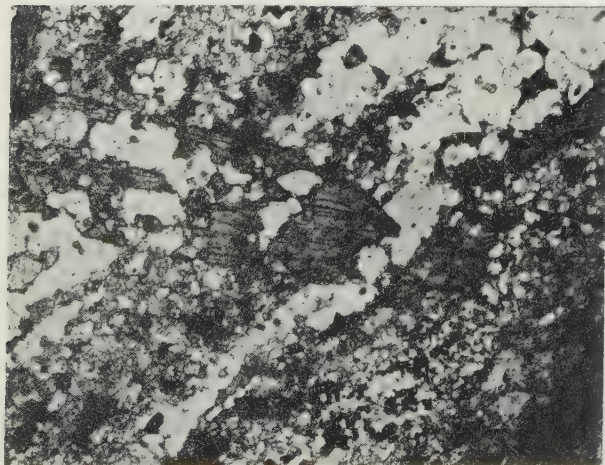




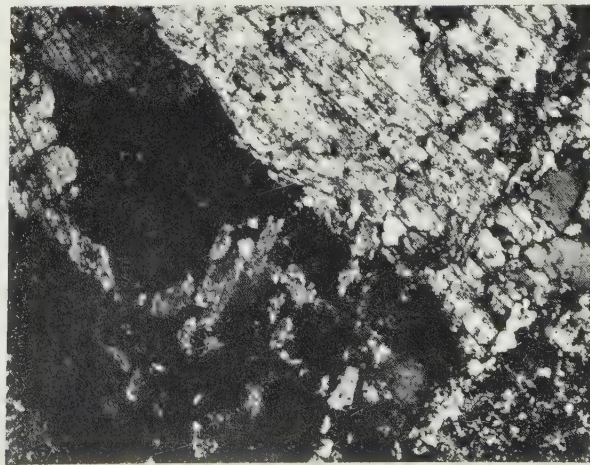
2



3



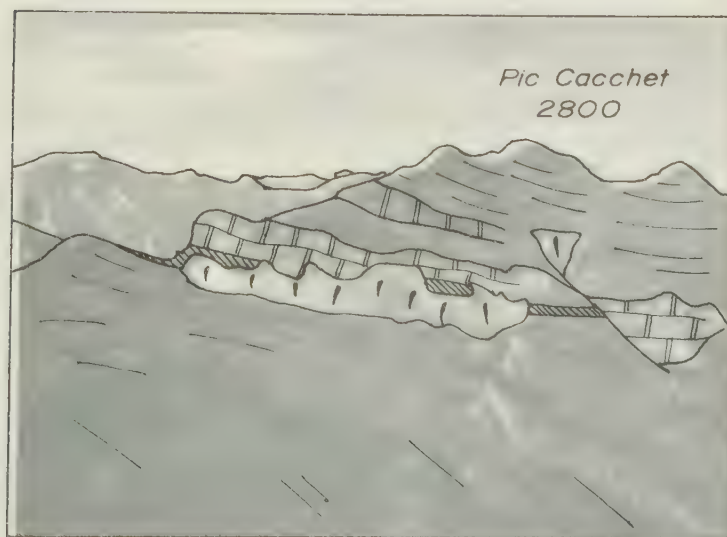
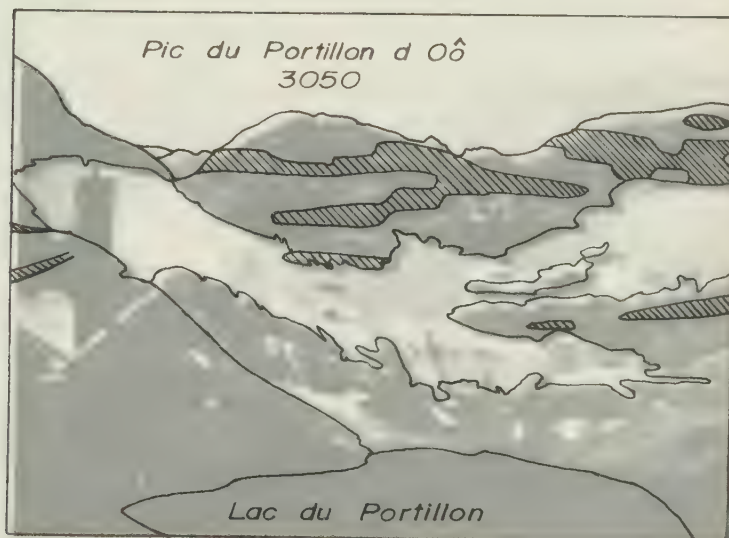
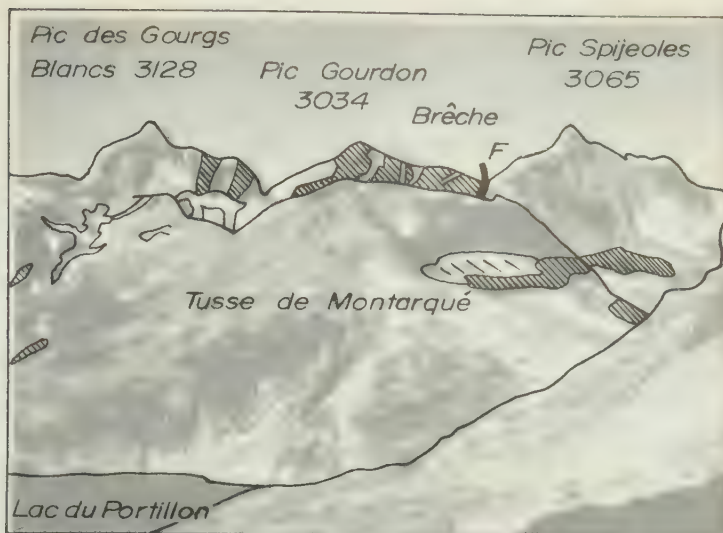
4

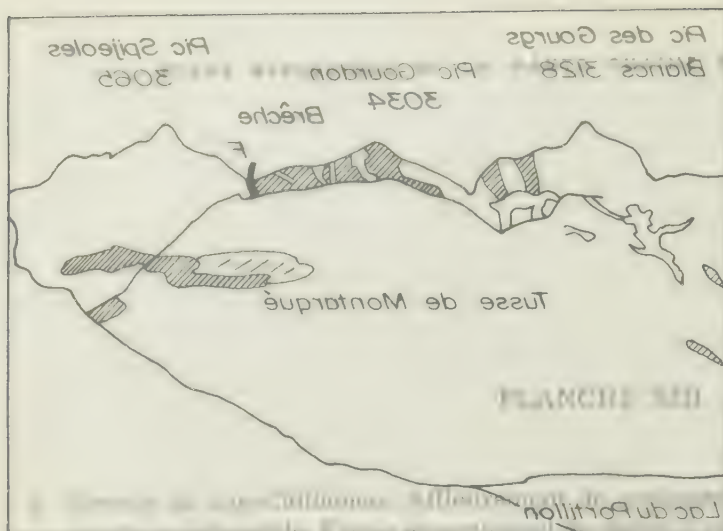


5

PLANCHE XIII

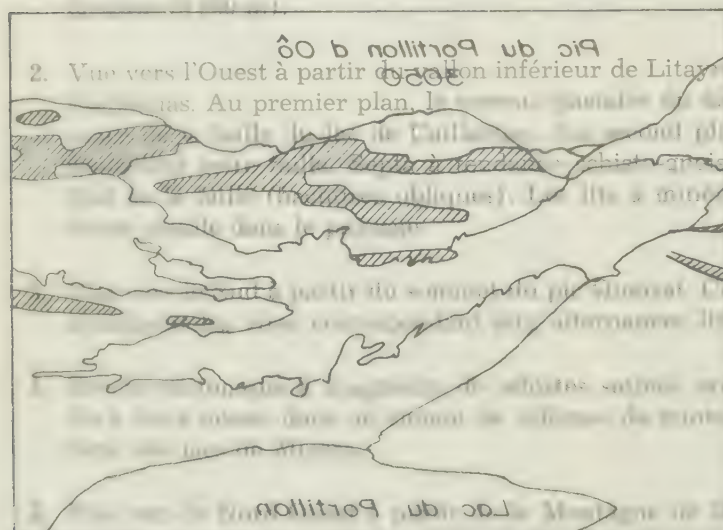
1. *Granite du Lys-Caillaouas*. Affleurement de quelques mètres carrés, au sein du massif de granite porphyroïde. Facies exceptionnel de veines à contours diffus, alternativement claires et foncées, pauvres et riches en ferromagnésiens. Le béret donne l'échelle. Sommet du pic Quaïrat (3 060 m).
2. Vue vers l'Ouest à partir du vallon inférieur de Litayrola, dans le massif granitique du Lys-Caillaouas. Au premier plan, le verrou glaciaire du lac du Portillon, déterminé par la présence de la faille du lac de Caillaouas. Au second plan, la brèche des Spijeoles, où passe également cette faille. Septa à tendance schisto-gneissique au Nord, calco-magnésiens au Sud de la faille (hachures obliques). Les lits à minéraux ferromagnésiens présentent une teinte rouille dans le paysage.
3. Vue vers le Sud à partir du sommet du pic Quaïrat. Col et pic du Portillon d'Oô. Les névés soulignent les vires correspondant aux alternances lithologiques au sein des septa.
4. Brèche tectonique à fragments de schistes satinés ordoviciens, de quartzite et de granite fin à deux micas, dans un ciment de sidérose de teinte ocre. Ech. 994. $\times 1/2$. Replat structural des lacs de Miarès.
5. Vue vers le Nord-Ouest à partir de la Montagne de Bédoura (vallée de Moudang) vers le pic Cacchet (2 800 m). Barre calcaire du Dévonien inférieur, surmontée de schistes et de calcschistes du même étage. L'ensemble chevauche un substratum ordovicien par l'intermédiaire d'un mince coussin de schistes carburés.





mètres carrés, au sein du massif de

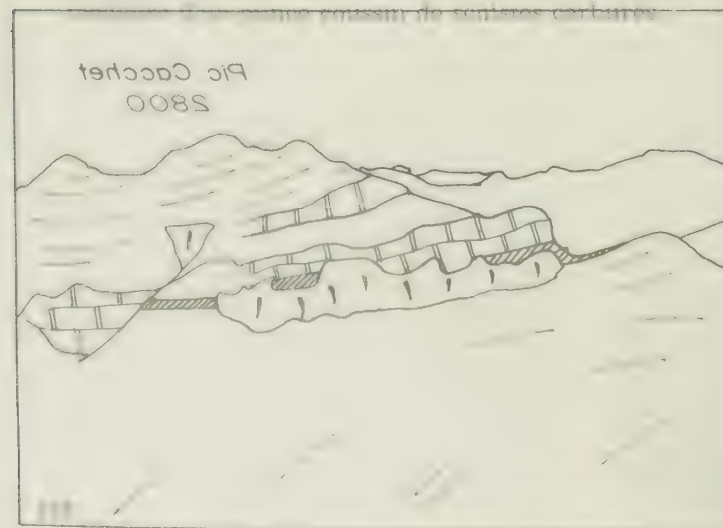
es, pauvres et riches en ferromagnésiens. Le béret donne l'échelle. Sommet du pic



de dans le monde grecques et l'Europe de l'Ouest, circonscrite par le pôle, la limite des Apennins, au nord-est, au Nord, calcaire-magnésien, au sud, les formations perméennes, les

J'ai pu du Portillon d'Or. Les arêtes
indiquant au sein des sables.

London, at intervals at the granite
 core, 1890. 1891. 1892. 1893. 1894. 1895.

[illegible]



1



2



3



4



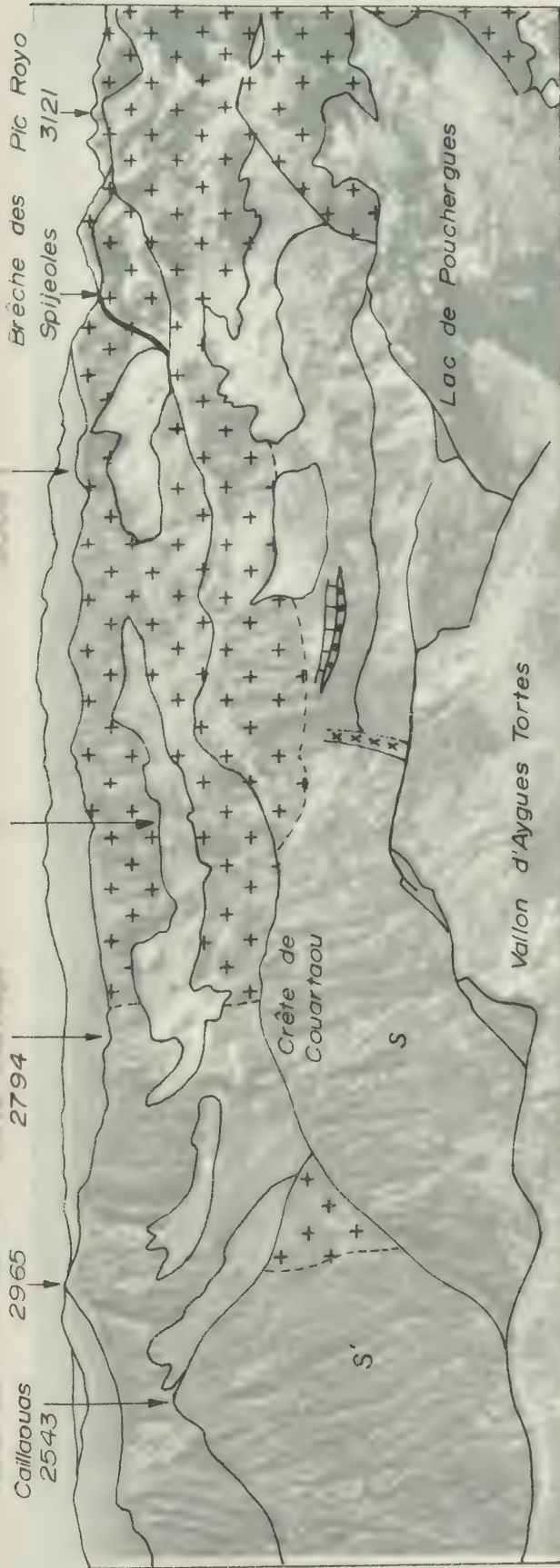
5

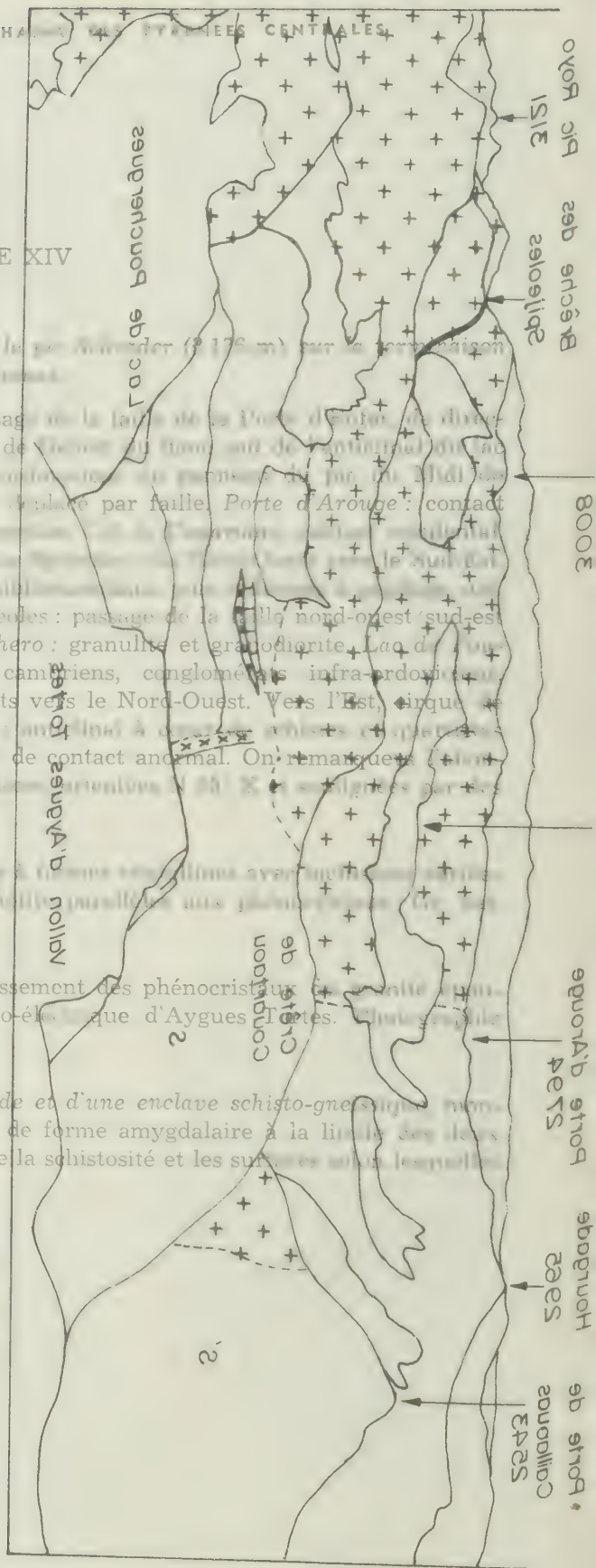
PLANCHE XIV

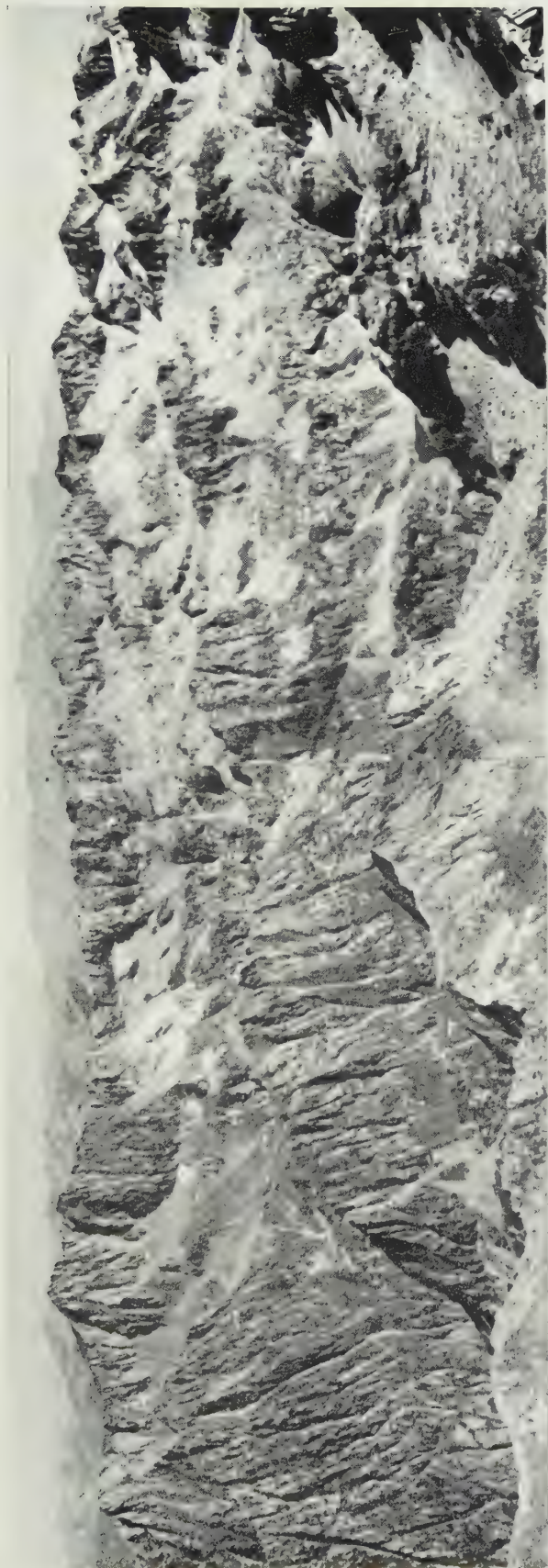
1. *Vue panoramique du Nord-Est à l'Est depuis le pic Schrader (3 176 m) sur la terminaison occidentale du Massif granitique du Lys-Caillaouas.*

De gauche à droite : *Porte de Caillaouas* (passage de la faille de la Porte d'Enfer, de direction N-S séparant le panneau du pic du Midi de Génost du flanc sud de l'anticlinal du lac d'Oô). *Pic des Cortalets* (schistes bleu vert ordoviciens du panneau du pic du Midi de Génost), contrefort est : granite porphyroïde déplacé par faille. *Porte d'Arouge* : contact septentrional à pendage sud du granite porphyroïde. *Col du Couartaou*, contact occidental. *Crête de la Porte d'Arouge* au pic Belloc et aux Spijeoles : du Nord-Ouest vers le Sud-Est, nombreux septa schisto-gneissiques, d'abord subhorizontaux, puis redressés à pendage sud. *Pic Belloc*, septa en éventail. Brèche des Spijeoles : passage de la faille nord-ouest/sud-est du vallon de Caillaouas. *Pics Royo et Perdighero* : granulite et granodiorite. *Lac de Pouchergues* : schistes et quartzites micacés cambriens, conglomérats infra-ordoviciens, calcaires et cornéennes à pyroxènes et grenats vers le Nord-Ouest. Vers l'Est, cirque de granite porphyroïde. *Vallon d'Aygues Tortes* : anticlinal à cœur de schistes et quartzites à minéraux géants cambriens. S, S' : surfaces de contact anormal. On remarquera l'abondance des cassures perpendiculaires à ces surfaces, orientées N 55° E et soulignées par des ravinements.

2. *Granite porphyroïde à phénocristaux d'orthose à formes cristallines avec inclusions variées (biotite visible). Feuillettes avec cristaux de biotite parallèles aux phénocristaux. Gr. nat. Lac de Caillaouas.*
3. *Enclave schisto-quartziteuse, surfaces d'aplatissement des phénocristaux du granite épousant les contours de l'enclave. Galerie hydro-électrique d'Aygues Tortes. Photographie J. P. DESTOMBES. Texte p. 152.*
4. *Contact non concordant du granite porphyroïde et d'une enclave schisto-gneissique, montrant le développement de cristaux d'orthose de forme amygdalaire à la limite des deux roches et au sein du schiste. Concordance entre la schistosité et les surfaces selon lesquelles s'alignent les phénocristaux. Texte p. 153.*







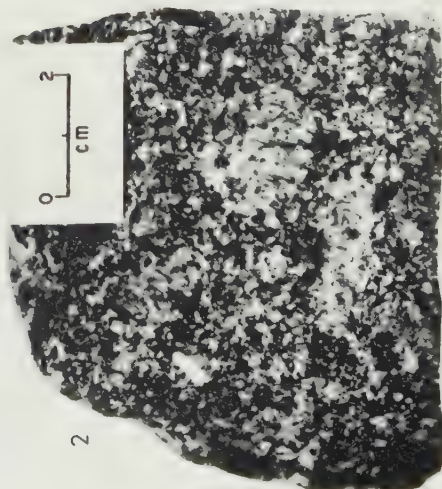
1



4



3



2

PLANCHE XV

Déformations discontinues : Lithoclases

1. *Filon de granite fin à deux micas*, visible au col de Couartaou, à quelques dizaines de mètres à l'Ouest du granite porphyroïde. Vers la partie gauche de la photographie, le granite est parallèle à la schistosité. Vers la droite, il est oblique par rapport à celle-ci. Texte p. 186.
2. Bancs horizontaux de *grès westphaliens à éléments roulés* affectés d'une fissuration verticale avec remplissage des fissures par du quartz. Direction N 115 à N 150° E. Ces fissures sont parallèles à la schistosité des schistes dévoniens voisins (voir pl. III et profil B). Loc. : Sud du Tuc Salavané. Texte p. 185.
3. *Cannelures de glissement* sur la surface de mouvement de la faille de Consaterre. Calcaires ordoviciens, vallon de Consaterre. Orientation des cannelures : N 150°, 40° W. Texte p. 126.
4. *Fiederspalt*, fissures en « barbes de plume ». Schistosité : dir. moy. : N 92 à 96° E; incl. : 46 à 52° vers le Nord. Fractures : N 140° E, 50° N. Surface d'affleurement horizontale. Schistes de la série à éléments calcaires de l'Ordovicien. Ravin situé au Sud-Est des granges de Moudang et montant vers la crête du pic d'Escalette, au Sud du pic d'Aret. Au Sud de ces affleurements se trouve un niveau calcaire très déformé, puis le synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou. L'orientation de cette structure est révélatrice de déplacements latéraux probablement parallèles à l'axe de ces accidents.
5. *La crête et le col de Couartaou, le pic de Légnès*, vus du vallon d'Aygues Tortes. Contact du granite porphyroïde du Lys-Caillaouas (γ_1) au-dessus des schistes et quartzites antégothlandiens (s^{3-2a}). Granite fin à deux micas filonien (γ^1). On remarquera les diaclases verticales et rectilignes, parallèles entre elles et répétées à des intervalles de 50 cm à quelques mètres qui affectent exclusivement les schistes et quartzites. Elles apparaissent perpendiculairement à la crête de Couartaou. Leur orientation moyenne est N 55°. Le granite présente des diaclases plus serrées, d'orientation variable et toujours différente de celle des précédentes. Elles déterminent le découpage capricieux de la roche visible sur la crête. Vers l'Ouest, les grandes diaclases N 55° E existent également. L'angle de prise de vue est tel que l'on ne voit, dans la partie gauche de la photo, que leur trace sur la pente de la montagne, trace inclinée vers la gauche. *Les deux filons granitiques sont parallèles à ces diaclases*, fait qui est visible à l'affleurement et également dans la galerie hydroélectrique qui traverse la montagne (Texte p. 185).

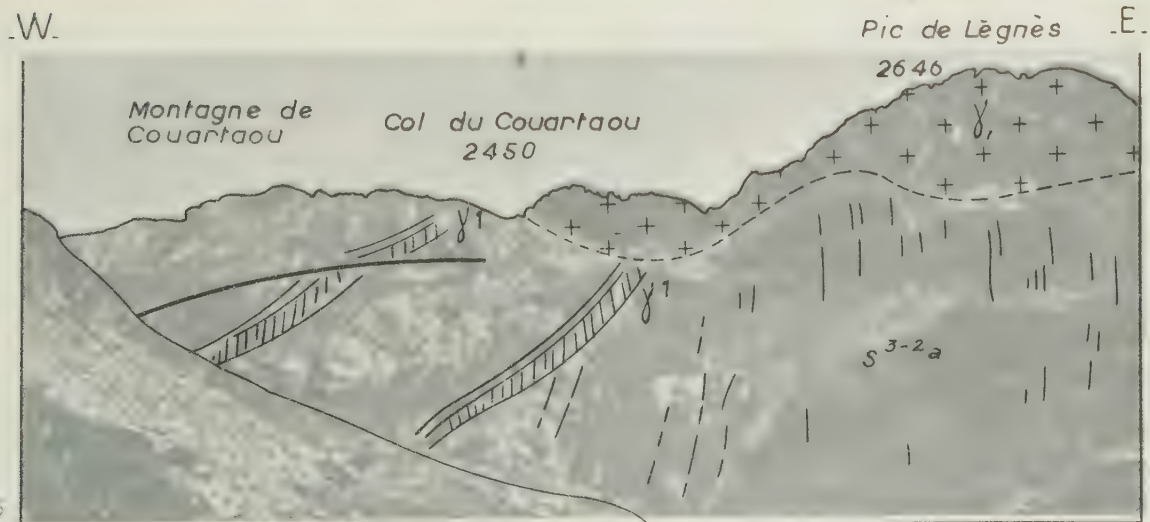
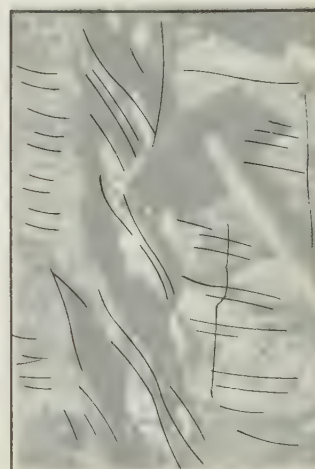
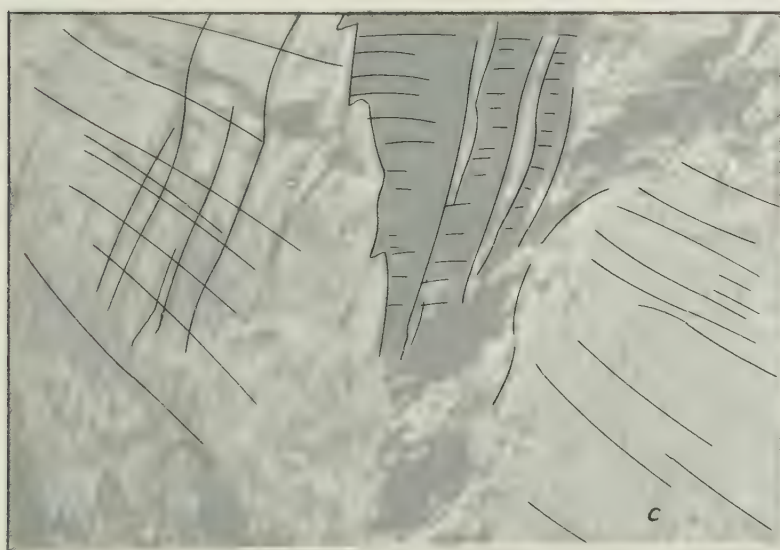
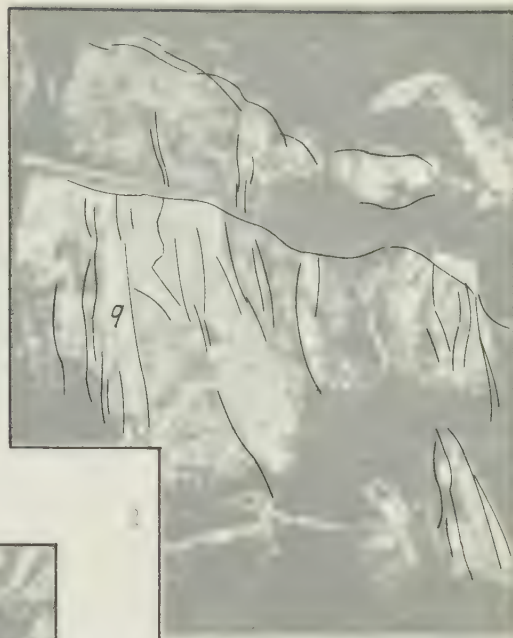
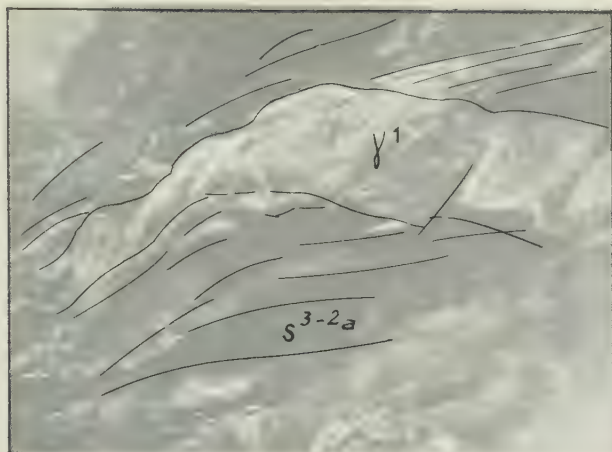


PLANCHE 25

Formations discontinues - Lithologie

1. Filon de granite fin à deux micas, visible au sud de Courtaumont, à quelques dizaines de mètres à l'Ouest du granite porphyroïde. Vers la partie supérieure de la photographie, le granite porphyroïde a sa schistosité. Vers le bas, il est schistifié par un schiste de quartz.

2. Schistes dévoniques de grès micacés à éléments fins affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 115° à N 150° E. Ces fissures sont parallèles à la schistosité des schistes dévoniques voisins (voir pl. III et profil B). Loc. : sud de La Salavert. Texte p. 124.

3. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

4. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

5. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

6. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

7. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

8. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

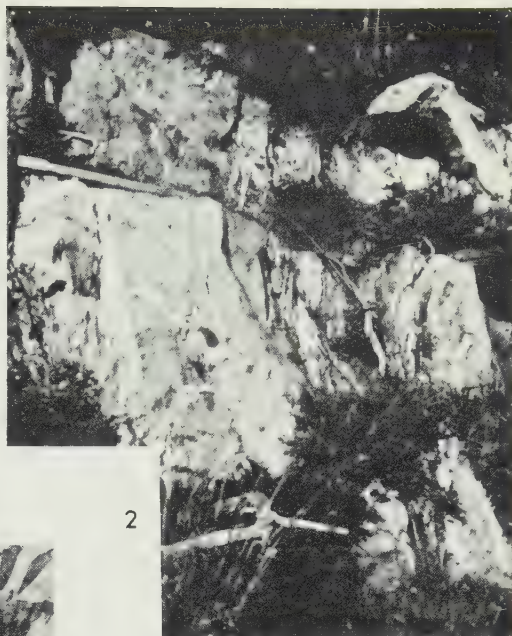
9. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

10. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.

11. Schistes dévoniques de grès micacés affectés d'une fissuration verticale avec remplissage de fluide par du quartz. Direction N 150°, 40° W. Texte p. 126.



1



2



3



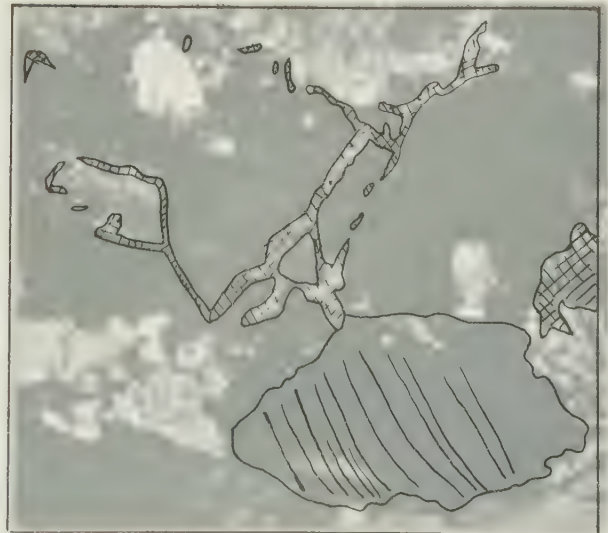
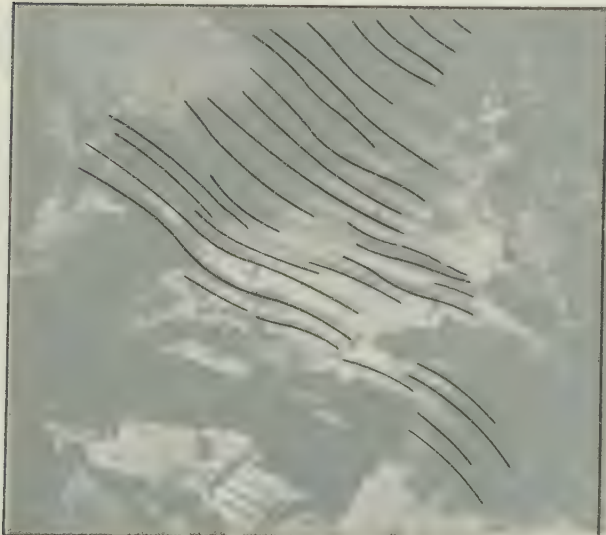
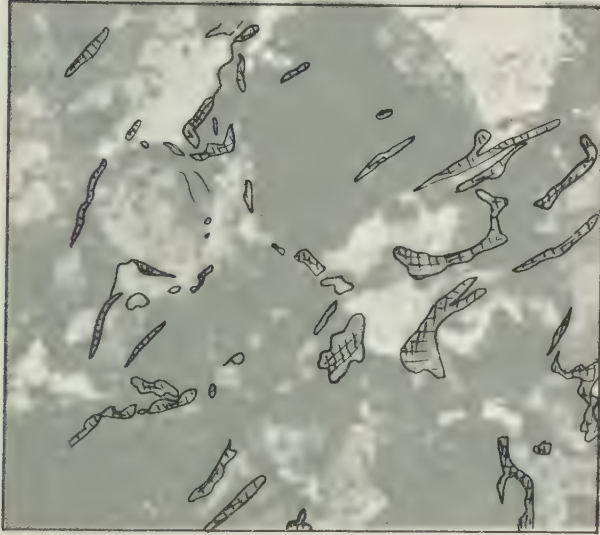
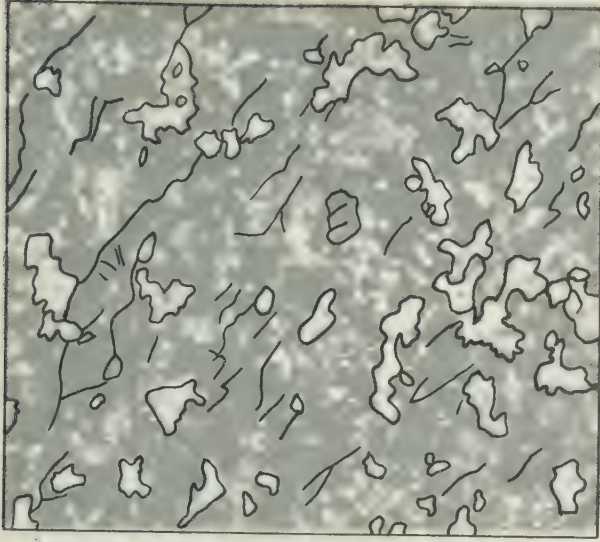
4



5

PLANCHE XVI

1. *Granite fin à deux micas de Tramezaygues.* Quartz à contours sinueux, feldspaths potassiques perthitiques, plagioclases altérés en produits micacés. Paillettes de muscovite à contours déchiquetés, peu nombreuses. Biotite chloritisée. Les espaces intergranulaires sont uniformément occupés par de la séricite. Celle-ci occupe également des fractures intra-granulaires dessinant une schistosité de fracture qui traverse obliquement la photographie de gauche à droite et de bas en haut. L. P. $\times 12$. Ech. 899. Filon interstratifié, puis oblique par rapport à la stratification, affleurant au col de Couartaou. Texte p. 145.
2. *Id.* Cristal de biotite déformé et séparé en trois fragments isolés par l'apophyse d'un plagioclase. Texte p. 146. Ech. 1248. $\times 45$. Pic Perdighero.
3. *Id.* Echantillon très déformé. Détail montrant les espaces intergranulaires et les fractures occupés par la séricite. On remarquera que les limites contournées entre les fragments de grains de quartz ne sont pas accompagnées de séricite. En haut de la photographie, feldspath potassique renfermant une inclusion de quartz à contours circulaires (position d'extinction commune). Un peu en-dessous du centre de la photographie et légèrement à droite, cristal de muscovite se confondant avec la séricite des fissures. L. P. $\times 45$. Ech. 891a. Pentes au Sud de Lassoula.
4. *Id.* Albite à fragmentation en marches d'escalier, fissures remplies de séricite. L. P. $\times 100$. Ech. 935a. Vallon de Caillaouas. Texte p. 145.
5. *Id.* Feldspath potassique déformé. L. P. $\times 45$. Ech. 841. Dôme de Tramezaygues, vallée de la Neste de Luron, rive droite. Texte p. 145.
6. *Id.* Feldspaths potassiques et plagioclases, quartz recristallisé, séricite dans les fissures et les espaces intergranulaires. Biotite déformée par torsion. L. P. $\times 45$. Ech. 935a. Vallon de Caillaouas.



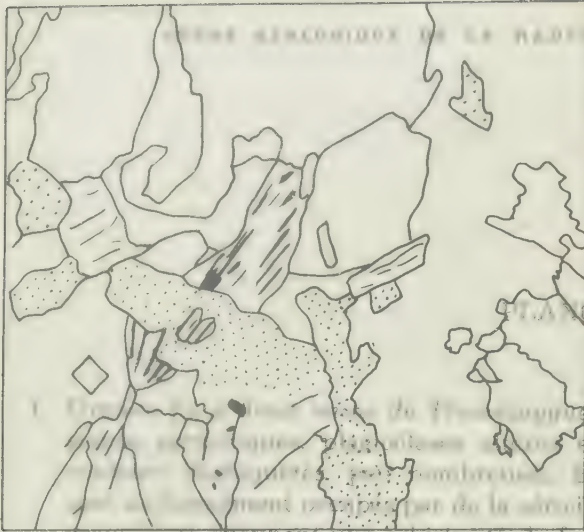


Fig. 1. Dôme de Toudou. Quartz à contours sinués, remplissant les espaces intergranulaires et les fractures. Biotite déformée. Les espaces intergranulaires sont remplis par de la série. Cette dernière est formée d'un réseau intra-

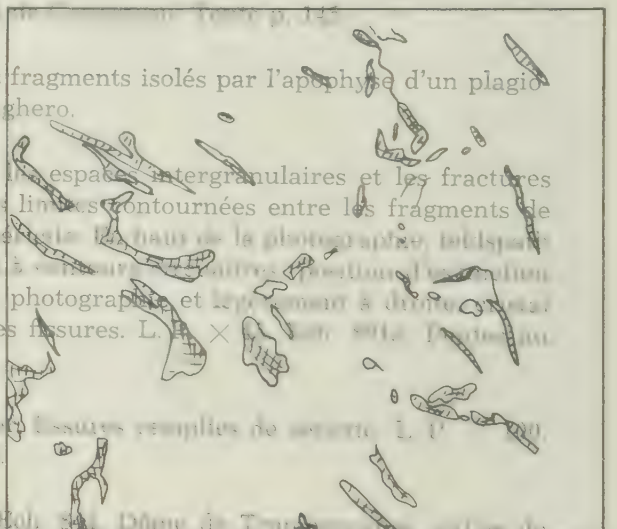
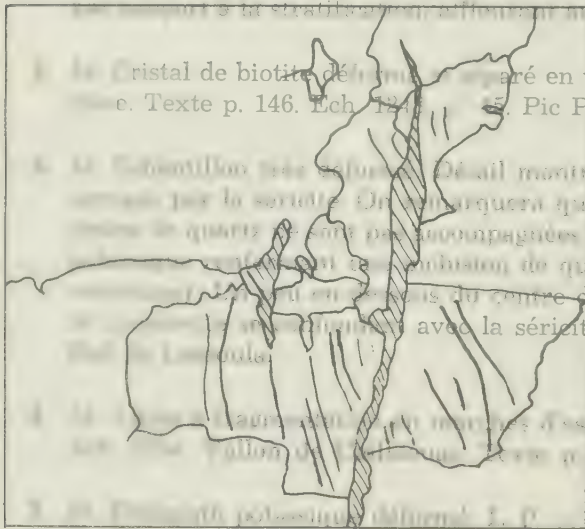


Fig. 2. Cristal de biotite déformé, séparé en trois fragments isolés par l'apophyse d'un plagioclase. Texte p. 146. Ech. 124. 3. Pic Ferdighero.

Fig. 3. Détail montrant les espaces intergranulaires et les fractures remplies de la série. On remarquera que les lignes contournées entre les fragments de quartz sont accompagnées de séries. En haut de la photographie, les fragments de quartz sont remplis de série. En bas, on voit la série remplissant les fractures. L. P. × 124. 4. Dôme de Toudou. Quartz à contours sinués, remplissant les espaces intergranulaires et les fractures. Biotite déformée. Les espaces intergranulaires sont remplis de la série. Cette dernière est formée d'un réseau intra-

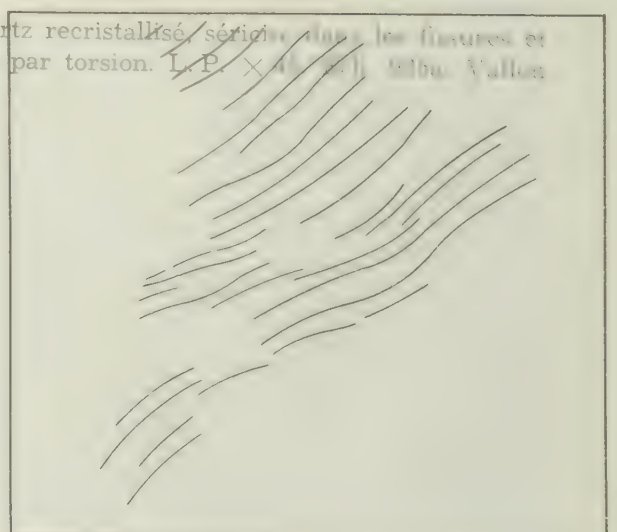
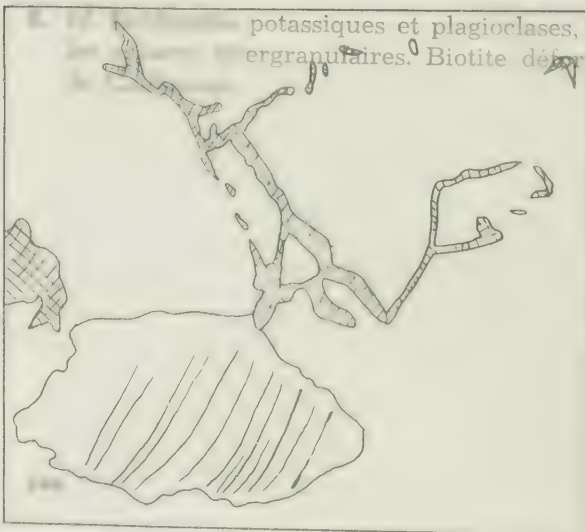
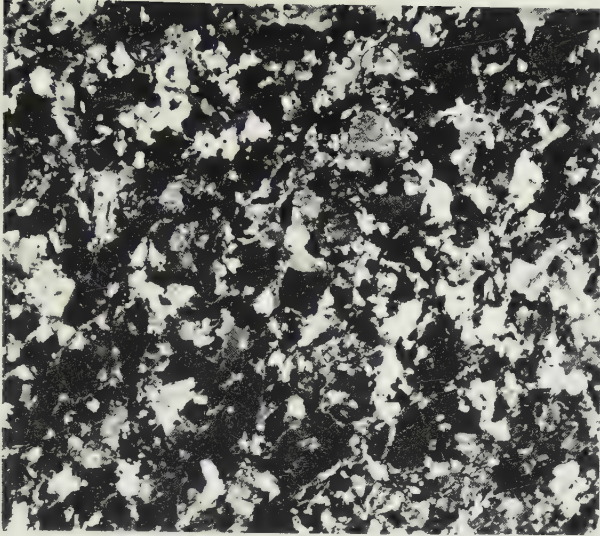


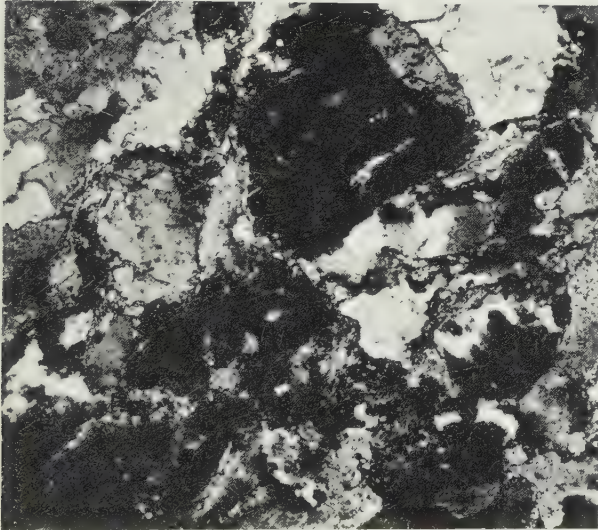
Fig. 4. Dôme de Toudou. Quartz à contours sinués, remplissant les espaces intergranulaires et les fractures. Biotite déformée par torsion. L. P. × 124. 5. Pic Ferdighero.



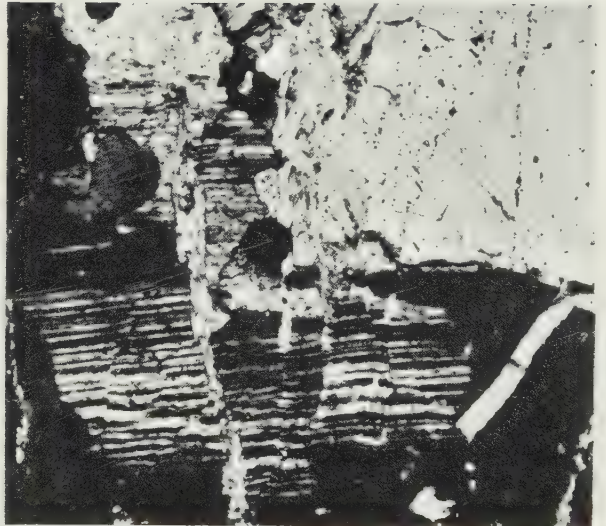
1



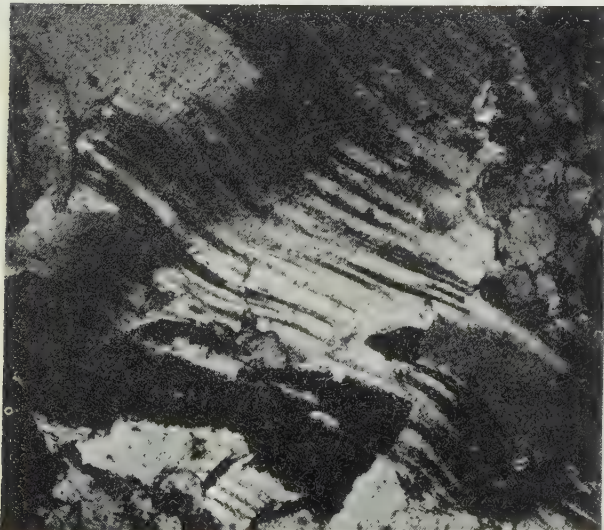
2



3



4



5



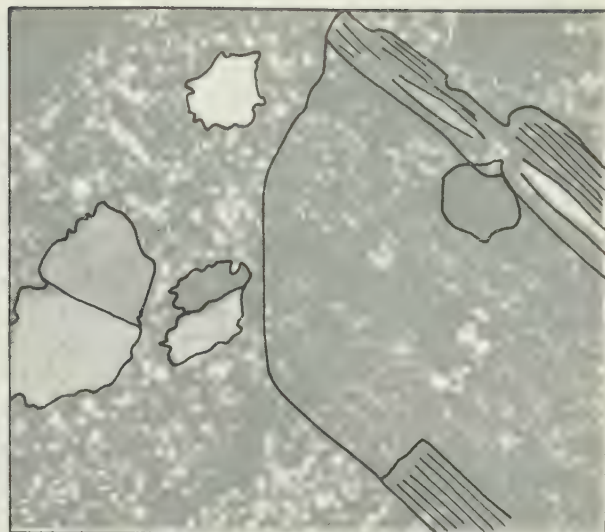
6

PLANCHE XVII

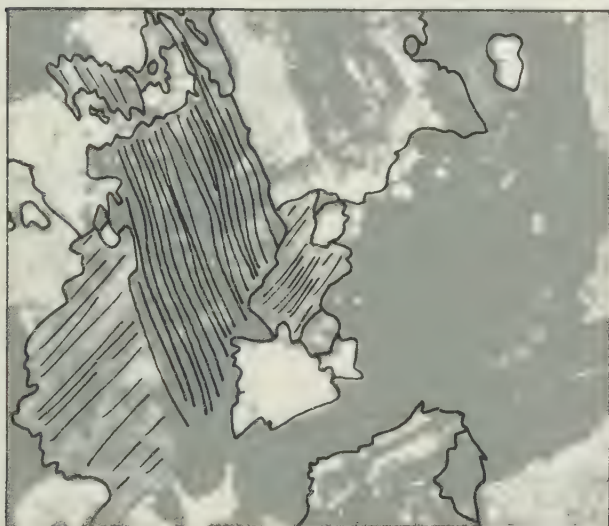
1. *Rhyolite du massif de la Maladetta*. Fond cristallin composé de quartz, de feldspaths alcalins, de feldspaths altérés en produits micacés, et de séricite. Présence d'une lamelle de muscovite. A l'extrémité de cette paillette et au centre de la photographie, produits micacés d'altération de feldspaths. L.P. $\times 100$. Ech. 925/I. Col du Portillon supérieur. Massif de la Maladetta. Texte p. 140.
2. *Microgranite du Nethou*. Fond quartzofeldspathique avec nombreuses paillettes de séricite. Quartz en cristaux automorphe corrodés. Plagioclase totalement damouritisé (moitié droite de la photographie). Biotite en partie chloritisée (partie droite du feldspath). L. P. $\times 45$. Ech. 924. Col du Portillon supérieur. Massif de la Maladetta. Texte p. 140.
3. *Granite de la Maladetta*. Quartz moulant les vides et corrodant les minéraux voisins. Plagioclase zoné et maclé à cœur semé de damourite. Biotite légèrement tordue. L. P. $\times 45$. Ech. 923/I. Front du glacier de la Maladetta à l'Est du col du Portillon supérieur. Texte p. 139.
4. *Granite du Lys*. En bas et à gauche, orthose (k) avec inclusions de quartz et de biotite chloritisée. Au-dessus, cristaux de quartz à contours découpés et de positions d'extinction voisines. Dans la moitié supérieure de la photographie prédominent les cristaux à formes propres de plagioclases non altérés (andésine, a). Vers le bas et à droite, abondance relative de cristaux à contours adoucis de plagioclases altérés (albite, oligoclase, o). L. P. $\times 6$. Ech. 736. Lac de Caillaouas.
5. *Granite du Lys*. Orthose maclé avec inclusions de plagioclases partiellement altérés en produits micacés. L'un d'eux est à cheval sur la limite des deux individus maclés (moitié droite de la photographie). La plupart sont allongés parallèlement au clivage gI, quelques-uns se présentant obliquement mais constituent alors un groupement aux limites bien circonscrites. Les inclusions voisines ont des positions d'extinction communes. L. P. $\times 12$. M. C. P. 736. Lac de Caillaouas.
6. *Granite du Lys*. Biotite déformée par torsion (b). Vers le centre de la photo, et légèrement en bas et à droite, un cristal de plagioclase (pl) est en contact avec la biotite. Il est disposé comme s'il avait servi de butoir, ou transmis le mouvement ayant abouti à la torsion. L. P. $\times 45$. Ech. 736. Lac de Caillaouas. Texte p. 154.



1



2



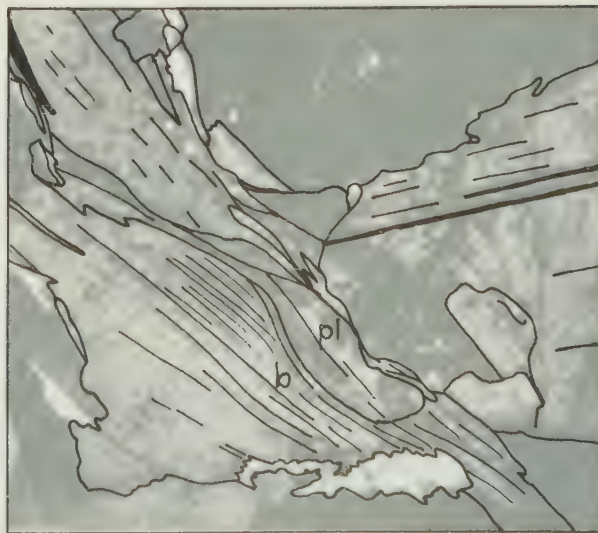
3

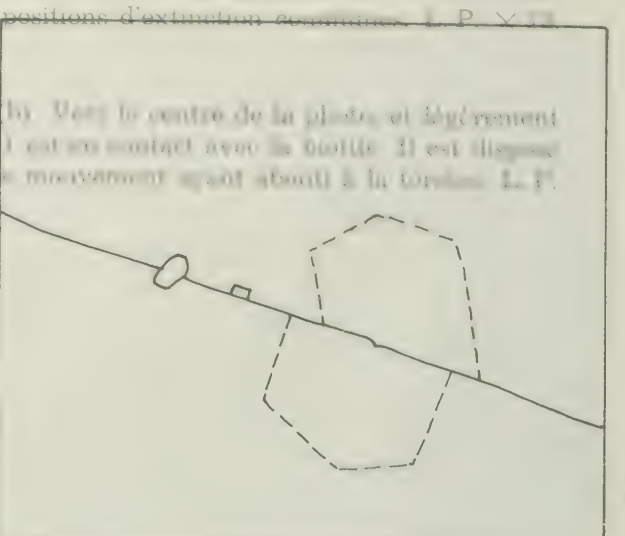
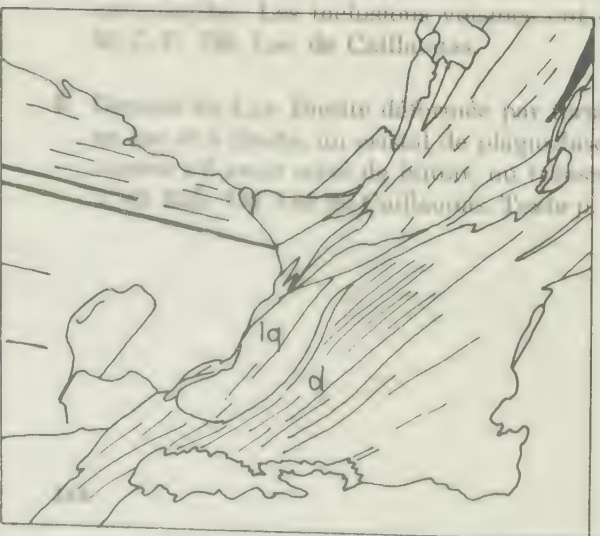
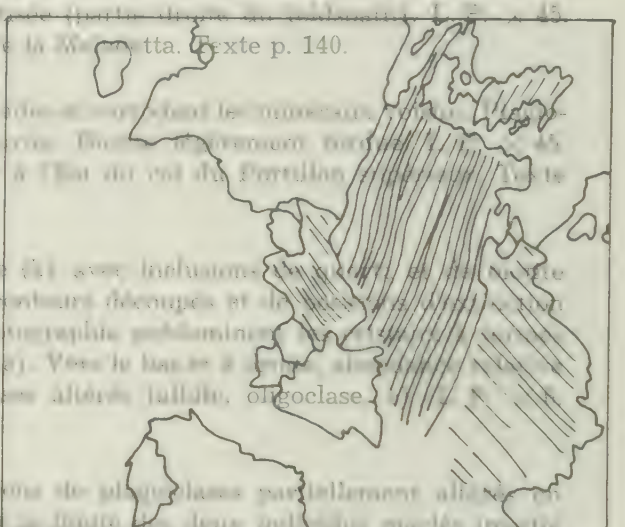
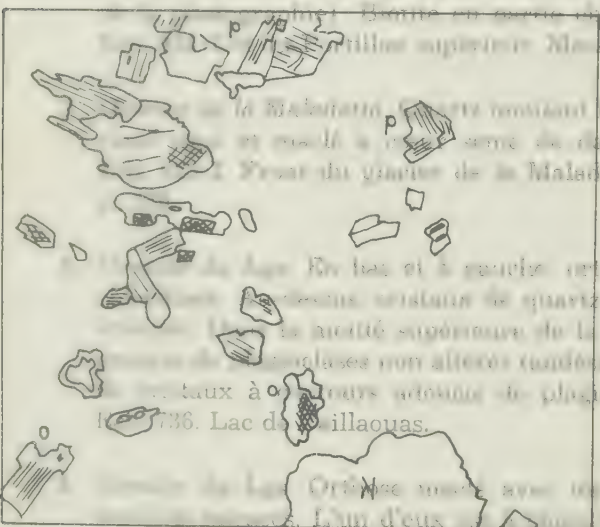
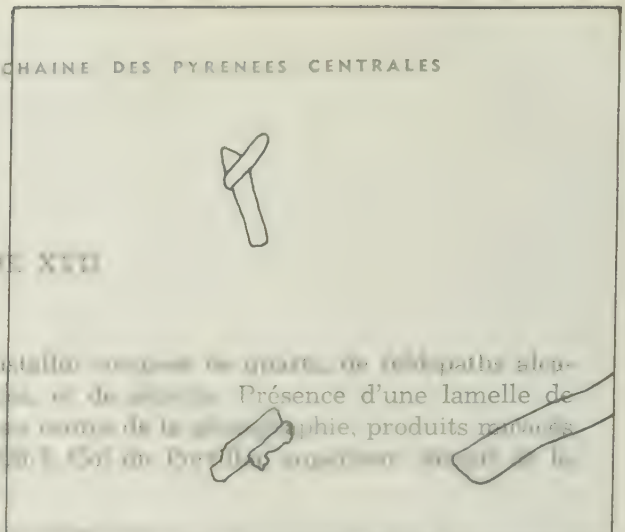
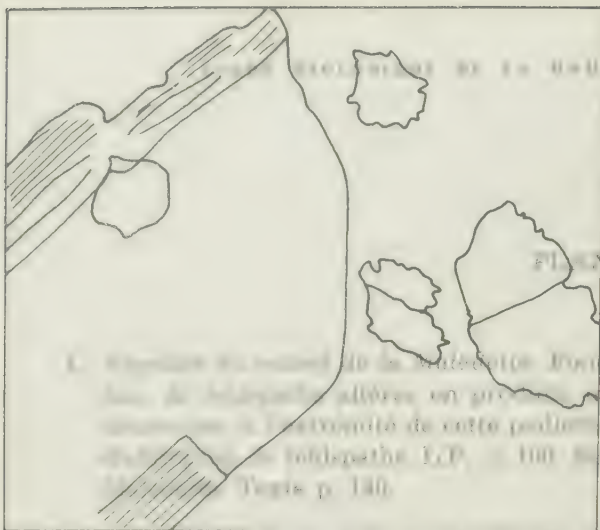


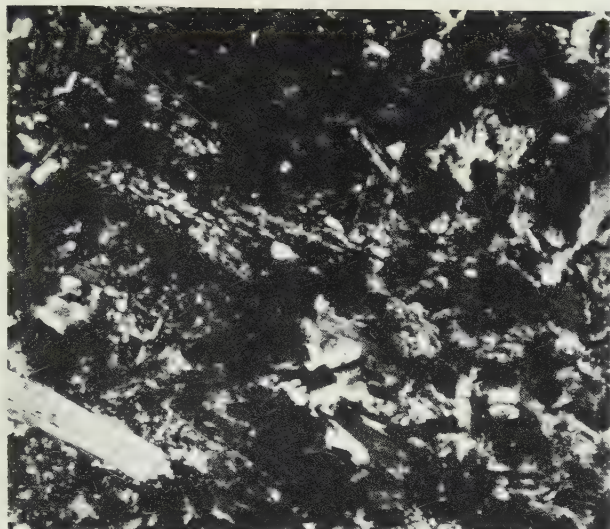
4



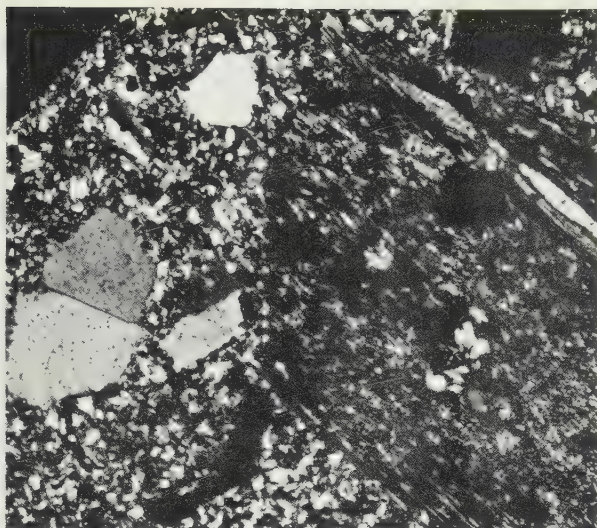
5



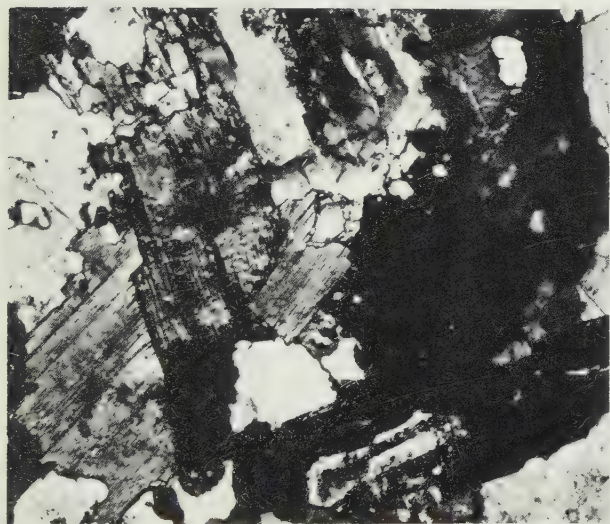




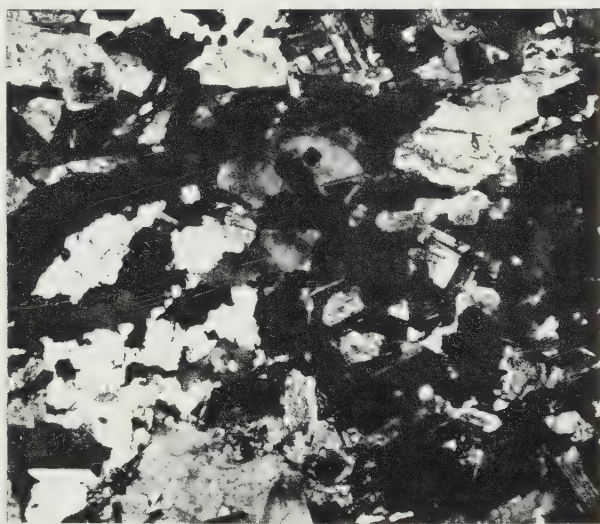
1



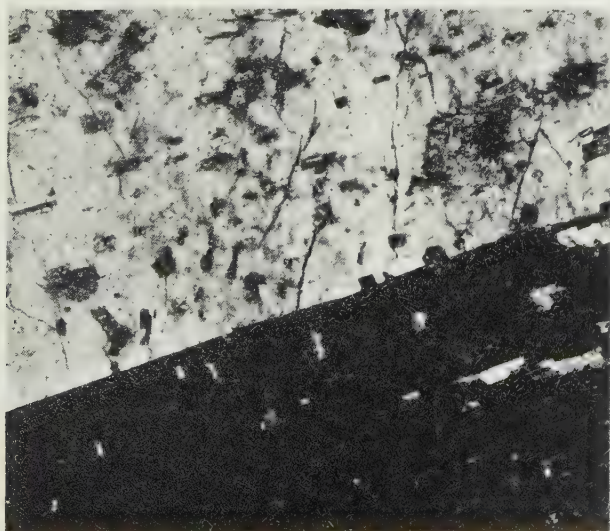
2



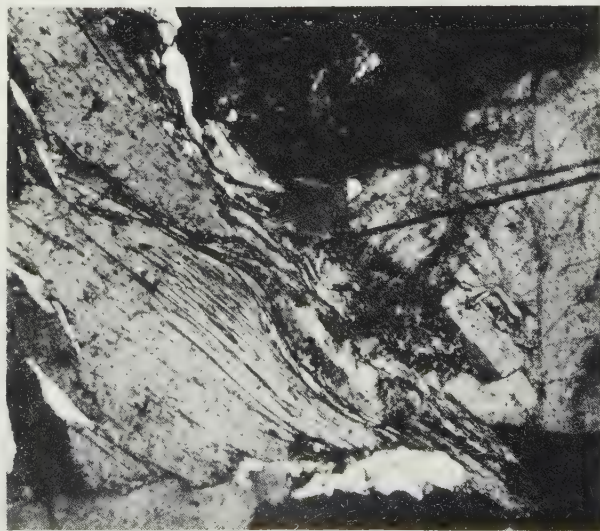
3



4



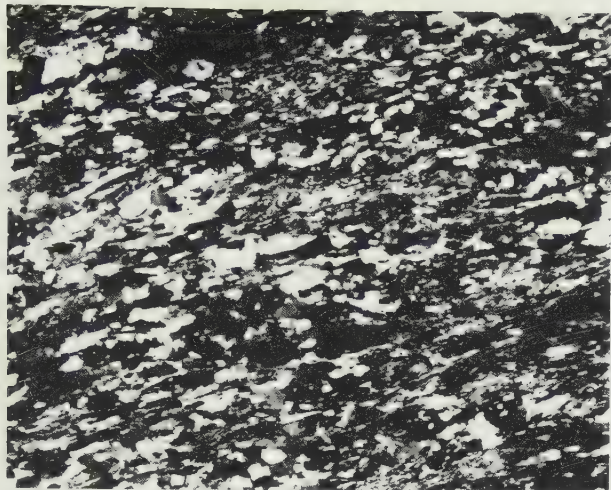
5



6

PLANCHE XVIII

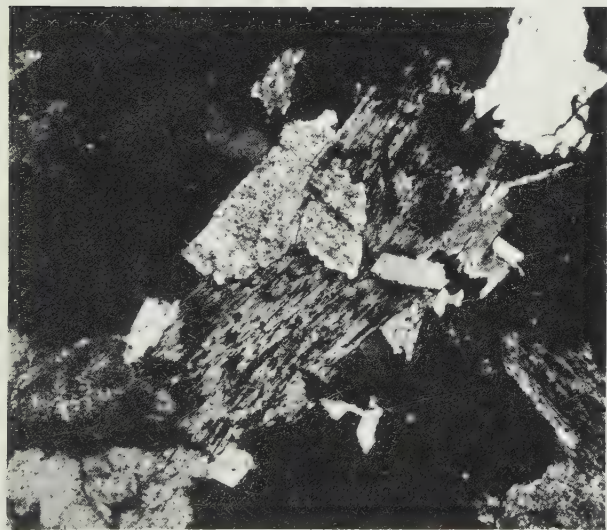
1. *Micaschiste à sillimanite* de la couverture du massif granulitique de Tramezaygues. On distingue la texture orientée, soulignée par l'aplatissement des cristaux de quartz et par des fissures remplies de séricite entre ces cristaux ou dans ces cristaux. La sillimanite forme des touffes disposées en faisceaux dans la masse de micaschiste. Ech. 1345x $\times$ 6. Rive gauche de la Neste de Louron en aval de la centrale de Tramezaygues.
2. *Micaschistes à sillimanite*. La sillimanite forme des faisceaux perpendiculaires aux limites entre les cristaux de quartz. Les aiguilles sont courtes et fréquemment tronquées (partie gauche de la photographie). Ech. 1347a. L. P. $\times$ 45. Texte p. 226. Rive gauche de la Neste de Louron en aval de la Centrale de Tramezaygues.
3. *Granite à grain fin à deux micas de Tramezaygues*. Cristal de biotite tordu, cristal de plagioclase damouritisé en forme de coin s'avancant à l'intérieur de la biotite. Ech. 947a. L. P. $\times$ 45. Porte d'Arouge.
4. *Id.* Cristal de biotite corrodé par le quartz. Les traces des clivages de la biotite sont incurvées autour des cristaux de quartz. Ech 947c. L. P. $\times$ 45. Porte d'Arouge.
5. *Id.* Présence de traînées riches en séricite limitant une bande de cristaux de quartz. A leur périphérie, les feldspaths potassiques sont fréquemment accompagnés d'une bordure réactionnelle du type de celle que l'on voit en haut et à droite de la microphotographie. Ech. 947c. L. P. $\times$ 45.
6. *Micaschiste à sillimanite*. La biotite présente la déformation en « marches d'escalier ». Ech. 1345c. L. P. $\times$ 45. Rive gauche de la Neste de Louron en aval de la Centrale de Tramezaygues. Texte p. 226.



1



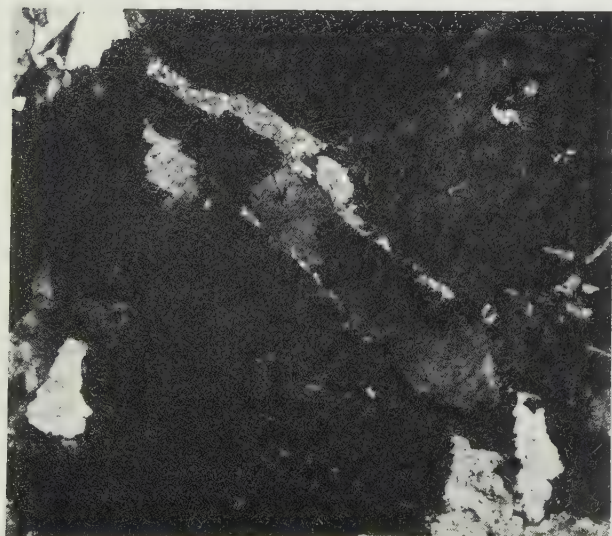
2



3



4



5



6

PLANCHE XIX

Contact entre le granite à grain fin à deux micas et les micaschistes à sillimanite dans la zone boudinée de Lassoula. Ech. 877x. Déblais de la galerie de Pouchergues.

1. Contact du granite (partie gauche de la microphotographie) et des micaschistes (partie droite). A gauche, plagioclases et feldspaths potassiques avec inclusions à contours sub-circulaires de quartz. A droite, sillimanite. L. P. $\times 45$.
2. Cristal de biotite déformé par torsion et par fissuration transversale. Quartz corrodant la biotite au niveau de la fissure. Présence de muscovite et de feldspaths potassiques. Fragment de roche appartenant, d'après l'examen macroscopique, aux micaschistes. L. P. $\times 45$.
3. Contact du granite (partie droite de la microphotographie) et des micaschistes (partie gauche). Un gros cristal de quartz à extinction roulante marque la limite. L. P. $\times 45$.
4. Fragment de roche appartenant, d'après l'examen macroscopique, aux micaschistes. Présence de biotite, l'un des cristaux paraissant compartimenté en trois tronçons à commune position d'extinction par des cristaux de quartz. Présence de feldspaths. L. P. $\times 45$.
5. Echantillon montrant les relations géométriques macroscopiques entre le granite et les pegmatites d'une part, et les micaschistes boudinés, d'autre part. $\times 1/2$. Texte p. 193 et 226.



1



2



3



4



PLANCHE XIX

Contact entre le granite à grain fin à deux micas et les micaschistes à sillimanite dans la zone boudinée de Lassoula. Ech. 877x. Déblais de la galerie de Pouchergues.

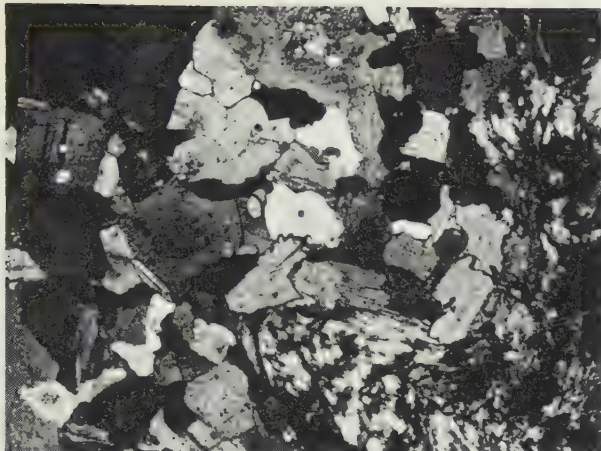
1 Contact du granite (partie gauche de la microphotographie) et des micaschistes (partie droite). A gauche, plagioclases et feldspaths potassiques avec inclusions à contours sub-circulaires de quartz. A droite, sillimanite. L. P. $\times 45$.

2 Cristal de biotite déformé par torsion et par fissuration transversale. Quartz corrodant la biotite au niveau de la fissure. Présence de muscovite et de feldspaths potassiques. Fragment de roche appartenant, d'après l'examen macroscopique, aux micaschistes. L. P. $\times 45$.

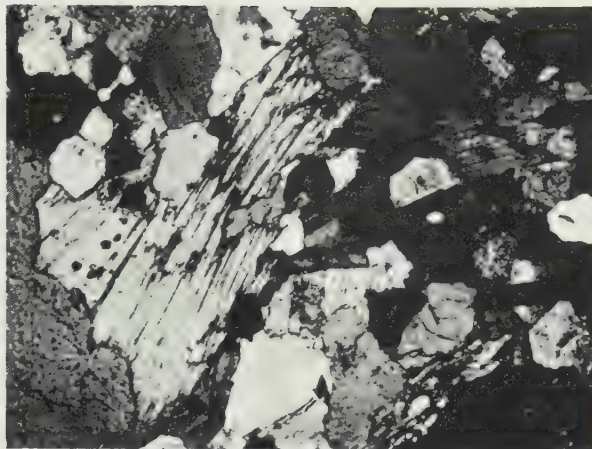
3 Contact du granite (partie droite de la microphotographie) et des micaschistes (partie gauche). Un gros cristal de quartz à extinction roulante marque la limite. L. P. $\times 45$.

4 Fragment de roche appartenant, d'après l'examen macroscopique, aux micaschistes. Présence de biotite, l'un des cristaux paraissant compartimenté en trois tronçons à commune position d'extinction par des cristaux de quartz. Présence de feldspaths. L. P. $\times 45$.

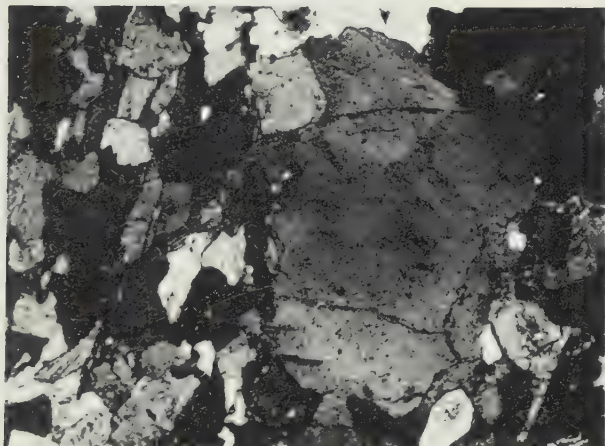
5 Échantillon montrant les relations géométriques macroscopiques entre le granite et les pegmatites d'une part, et les micaschistes boudinés, d'autre part. $\times 1/2$. Texte p. 193 et 226.



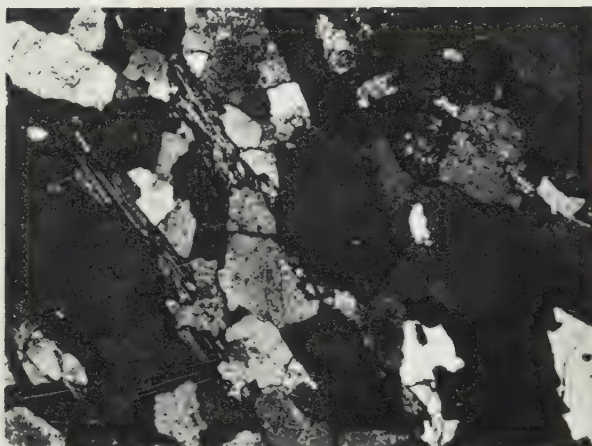
1



2



3



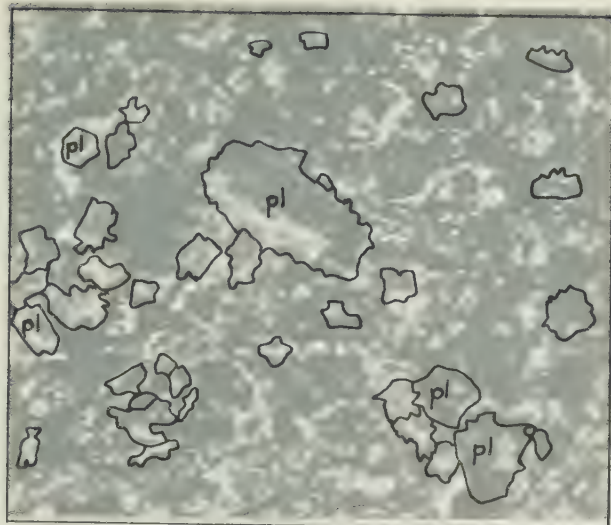
4



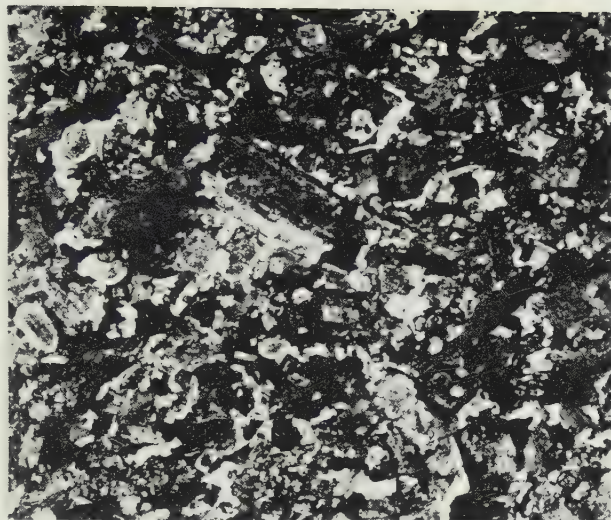
5

PLANCHE XX

1. *Granodiorite du lac glacé du Port d'Oô*. Plagioclases zonés et maclés présentant une altération en produits micacés au cœur des cristaux ou selon une couronne (pl.). Quartz moulant les vides. Grand cristal de biotite. L. P. $\times 6$. Ech. 1395. Pluviomètre au Sud du lac glacé du Port d'Oô.
2. *Détail de la photographie précédente*. Quartz. Plagioclases zonés altérés (pl.). En bas et à droite, hornblende verte (a). En bas et vers le centre, petit cristal d'albite. L. P. $\times 45$.
3. *Granodiorite du lac glacé du Port d'Oô*. Plagioclases altérés. Quartz peu abondant. Biotite semblant remplir les vides (b). Dans les cristaux de biotite, cristaux réfringents de corindon et d'apatite. L. P. $\times 45$. Ech. 1240b 2. Arête sud du pic Royo.
4. *Granite de Bordères*. Quartz. Plagioclases arrondis très altérés, soit au cœur même (pl), soit selon une couronne. Présence de paillettes de muscovite dans le cristal situé en haut et au milieu de la photographie. Biotite chloritisée (b). Quartz moulant les vides. L. P. $\times 45$. Ech. 1358 bis. Bordères-Louron.
5. *Granite de Gavarnie-Héas-Bielsa*. Présence de quartz en cristaux bourgeonnants, à contours très découpés. Feldspaths potassiques de grande taille. Plagioclase très altéré (au milieu et légèrement à droite). La muscovite dentelée (m) passe progressivement à la séricite remplissant les fissures intergranulaires ou intragranulaires (cristal éteint situé à gauche de la photographie). L. P. $\times 6$. Ech. 848. Alluvions du Plan de La Géla.
6. *Granite de Gavarnie-Héas-Bielsa*. Détail de la photographie précédente. Feldspaths potassiques perthitiques (centre gauche de la photographie). Plagioclases damouritisés en cristaux en formes propres et en inclusions dans les feldspaths potassiques (pl). Muscovite présentant avec le quartz des formes remarquables de corrosion. L. P. $\times 45$. Ech. 848. Alluvions du Plan de La Géla.



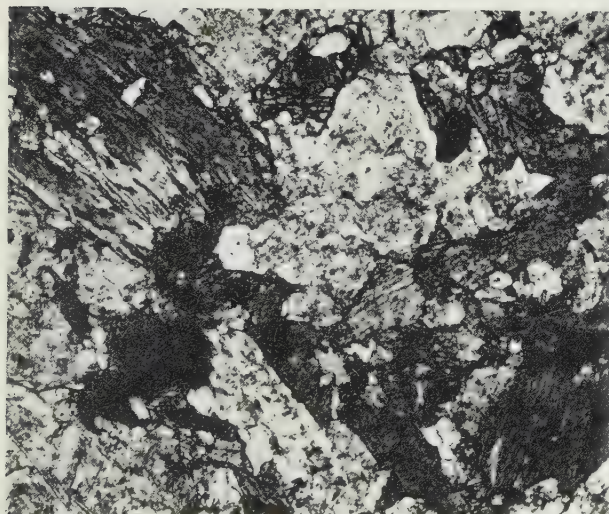
The figure consists of two maps of the La Géla region in Madagascar. The left map shows the coastline and several inland areas. One area is labeled 'lq' and is enclosed in a rectangle. Another area is labeled 'm' and is also enclosed in a rectangle. The right map shows the same region but with different features. A large area is labeled 'E' and is enclosed in a rectangle. There are also several smaller areas labeled 'E' and 'm' scattered throughout the region.



1



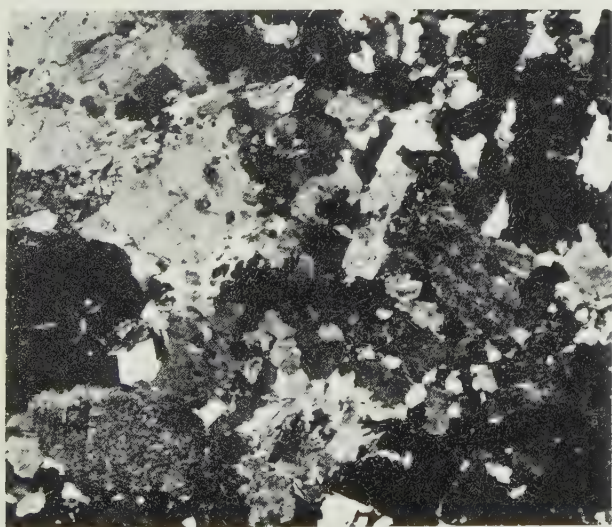
2



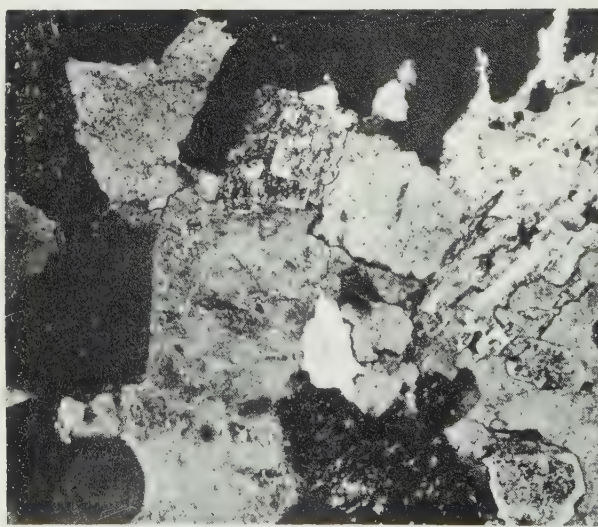
3



4



5



6

PLANCHE XXI

Schistes anté-gothlandiens métamorphiques de la vallée de Rioumajou.

1. *Schiste à muscovite, à biotite et staurotide du flanc sud de l'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes.* On distingue des lits à grain fin sans staurotide et des lits à gros grains dans lesquels apparaît l'empreinte en creux des faces et des arêtes de ce minéral. Ces lits sont obliques par rapport à la schistosité selon laquelle est découpée la surface photographiée. On voit au microscope les alignements micacés contourner les cristaux de staurotide. Ech. 876. $\times 1,2$. Loc. : tranchée de la route de l'Hospice de Rioumajou, 1 km environ en amont de Frédancon. Texte p. 233.
2. *Schistes à prismes de biotite.* Cristaux de biotite de plusieurs millimètres, sans formes cristallines, apparaissant en noir ou en gris foncé, et cristaux d'andalousite, plus ou moins damouritisée, apparaissant en gris pâle. Fond de quartz et de séricite en petits grains. Certains d'entre eux dessinent des alignements au sein des grands cristaux. Quelques plages de quartz, en gros cristaux engrenés. Ech. 866. L. P. $\times 2,5$. Vallée de Rioumajou, Nord de Frédancon. Texte p. 233.
3. *Andalousite.* Détail d'un schiste à prismes de biotite. Cœur riche en inclusions de quartz et en paillettes de damourite d'altération. Périphérie : minéral intact. Fond cristallin quartzo-micacé, les contours de l'andalousite sont sinueux par suite de la présence de cristaux de quartz à cheval sur la limite. Noter le parallélisme de deux des faces du cristal d'andalousite et de la trace de la schistosité. Ech. 133. Route de l'Hospice de Rioumajou, Nord de Frédancon. L. P. $\times 100$. Texte p. 233.
4. *Microconglomérat.* Grains de quartz monocristallins, à contours elliptiques et extrémités terminées en pointe, ces contours étant dans le détail très sinueux, comme si les grains avaient été nourris, ou corrodés. Fond quartzo-micacé. Ech. 598. L. P. $\times 100$. Loc. : col entre le pic de Lustou et le pic Bacou.
5. *Schiste bleu,* de la série à éléments calcaires. Fond de quartz et de séricite, présence d'un cristal d'andalousite sans formes cristallines, mais avec inclusions quartzo-micacées. La schistosité, soulignée par la séricite, dessine une brusque inflexion au contact de l'andalousite. Ech. 877 IV. L. P. $\times 100$. Rioumajou, aval du Pont Soubiron.

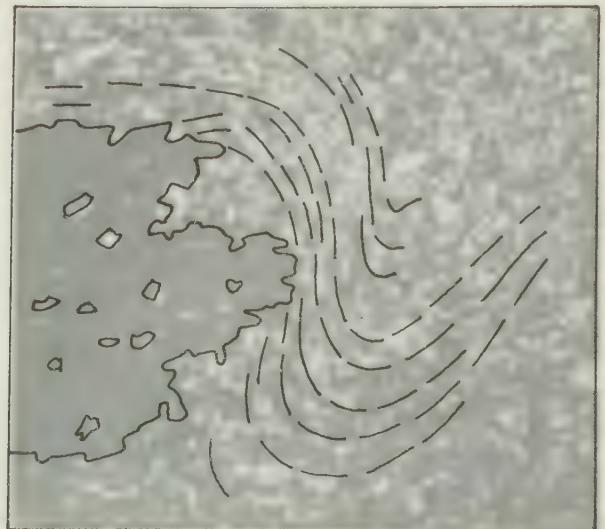
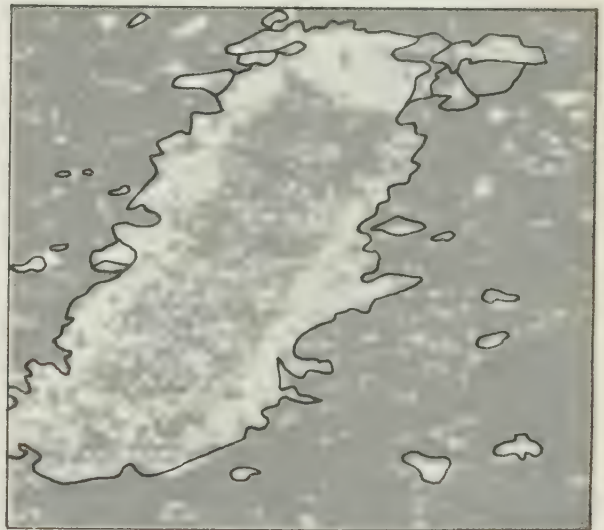
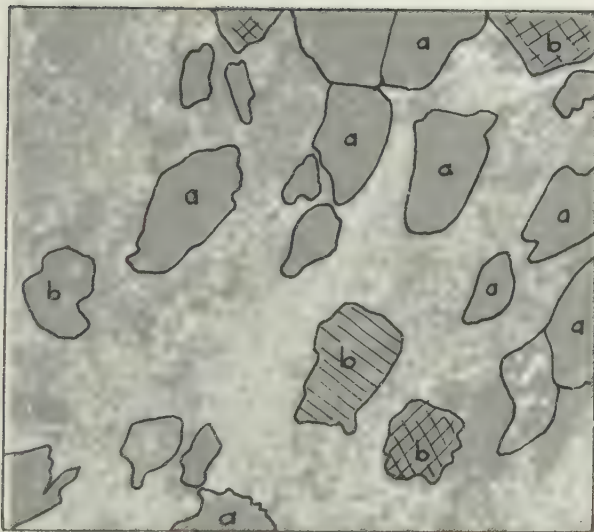
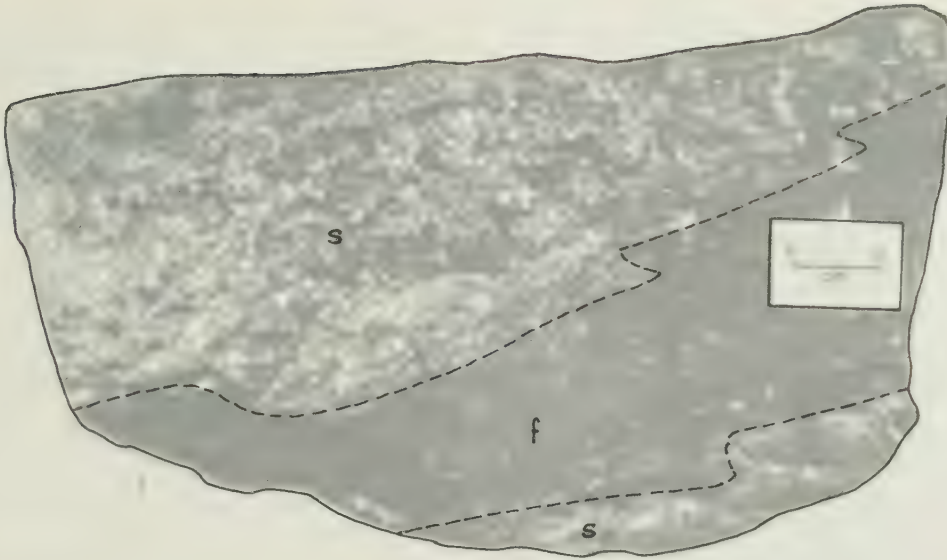
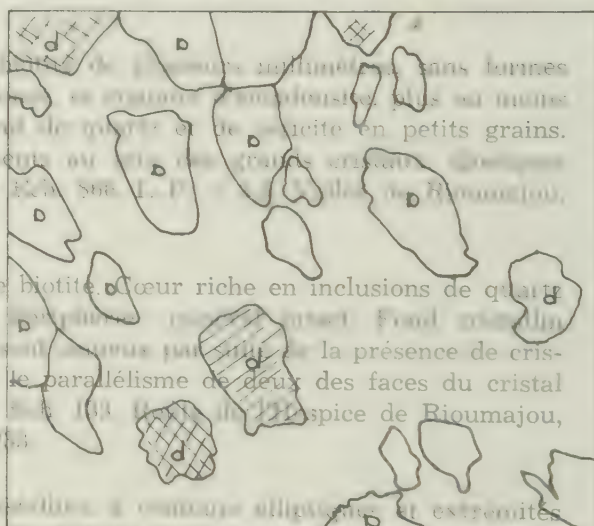
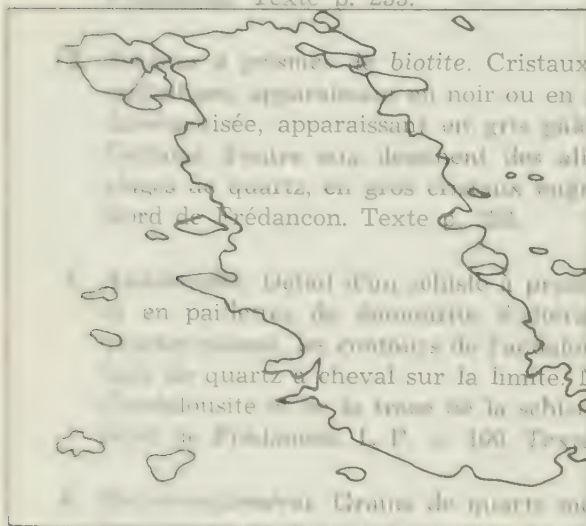


PLANCHE XXI

hlandiens métamorphiques de la vallée de Rioumajou.

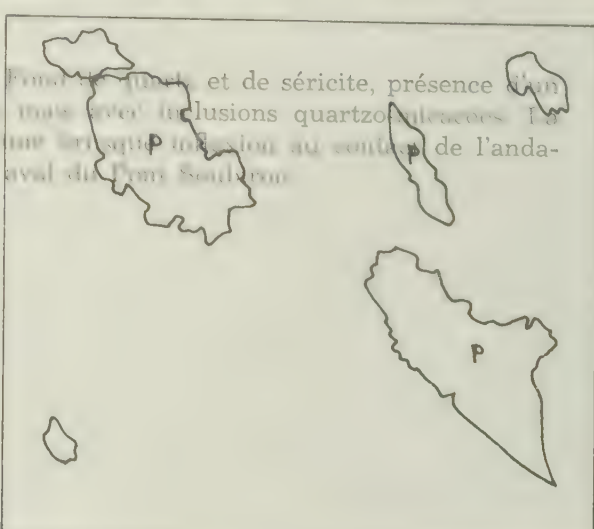
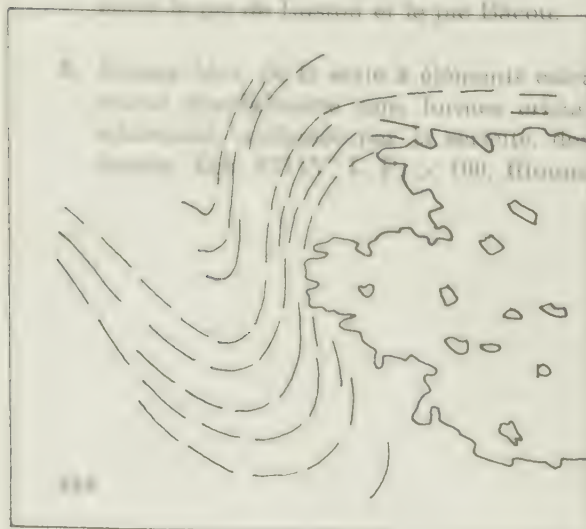
1. Micas (biotite) et chlorite de l'axe sud de l'anticlinal de Prédancon. Augues. Les cristaux de biotite à grain fin dans une matrice de chlorite et de micas plus ou moins fins. On remarque l'empreinte en creux des faces et des arêtes de ce minéral. Ces lits sont schisteux en rapport à la schistosité selon laquelle est développée la surface photomicrographique. On voit au microscope les alignements microscopiques des cristaux de staurolite, E. 870, 100. Loc. : tranchée de la route de l'Hospice de Rioumajou, 1 km environ en amont de Prédancon. Texte p. 233.



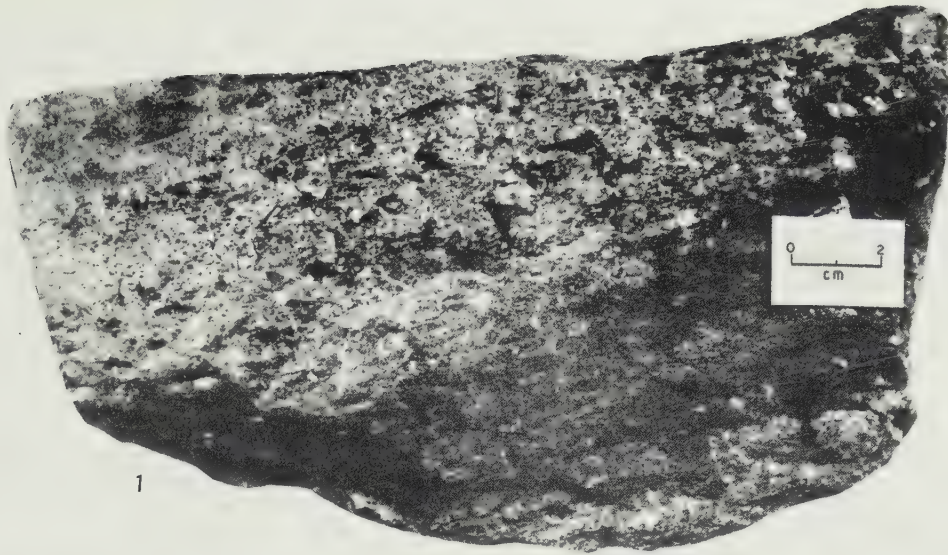
2. Micas (biotite) et chlorite de l'axe sud de l'anticlinal de Prédancon. Augues. Les cristaux de biotite à grain fin dans une matrice de chlorite et de micas plus ou moins fins. On remarque l'empreinte en creux des faces et des arêtes de ce minéral. Ces lits sont schisteux en rapport à la schistosité selon laquelle est développée la surface photomicrographique. On voit au microscope les alignements microscopiques des cristaux de staurolite, E. 870, 100. Loc. : tranchée de la route de l'Hospice de Rioumajou, 1 km environ en amont de Prédancon. Texte p. 233.

3. Micas (biotite) et chlorite de l'axe sud de l'anticlinal de Prédancon. Augues. Les cristaux de biotite à grain fin dans une matrice de chlorite et de micas plus ou moins fins. On remarque l'empreinte en creux des faces et des arêtes de ce minéral. Ces lits sont schisteux en rapport à la schistosité selon laquelle est développée la surface photomicrographique. On voit au microscope les alignements microscopiques des cristaux de staurolite, E. 870, 100. Loc. : tranchée de la route de l'Hospice de Rioumajou, 1 km environ en amont de Prédancon. Texte p. 233.

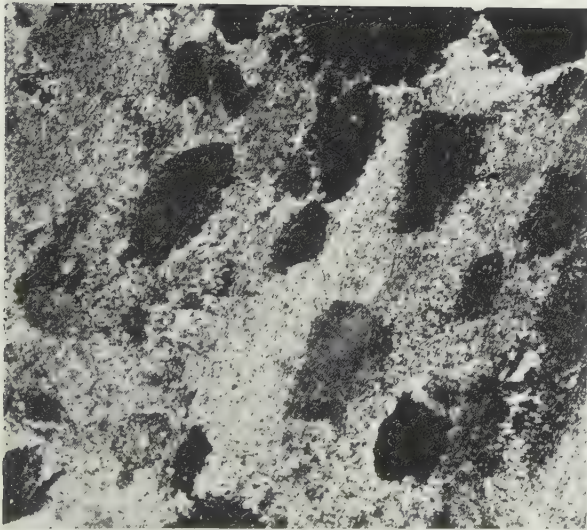
4. Micas (biotite) et chlorite de l'axe sud de l'anticlinal de Prédancon. Augues. Les cristaux de biotite à grain fin dans une matrice de chlorite et de micas plus ou moins fins. On remarque l'empreinte en creux des faces et des arêtes de ce minéral. Ces lits sont schisteux en rapport à la schistosité selon laquelle est développée la surface photomicrographique. On voit au microscope les alignements microscopiques des cristaux de staurolite, E. 870, 100. Loc. : tranchée de la route de l'Hospice de Rioumajou, 1 km environ en amont de Prédancon. Texte p. 233.



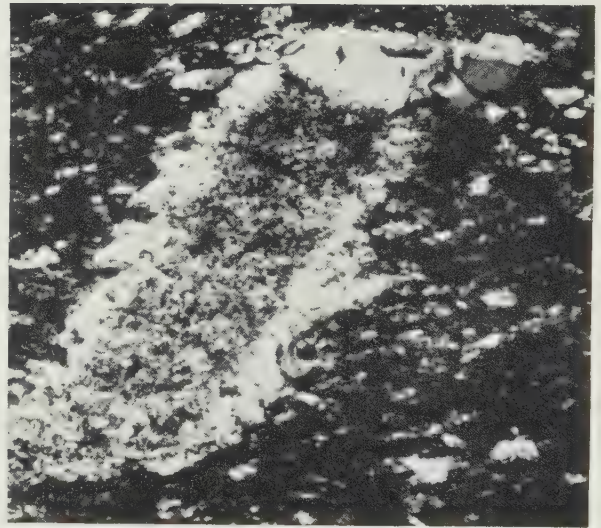
5. Micas (biotite) et chlorite de l'axe sud de l'anticlinal de Prédancon. Augues. Les cristaux de biotite à grain fin dans une matrice de chlorite et de micas plus ou moins fins. On remarque l'empreinte en creux des faces et des arêtes de ce minéral. Ces lits sont schisteux en rapport à la schistosité selon laquelle est développée la surface photomicrographique. On voit au microscope les alignements microscopiques des cristaux de staurolite, E. 870, 100. Loc. : tranchée de la route de l'Hospice de Rioumajou, 1 km environ en amont de Prédancon. Texte p. 233.



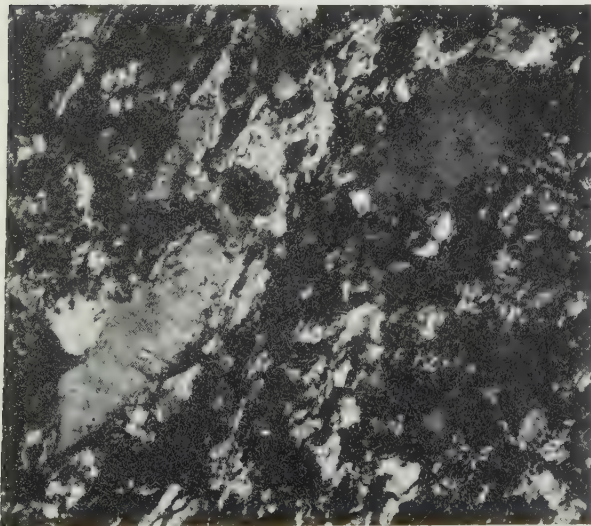
1



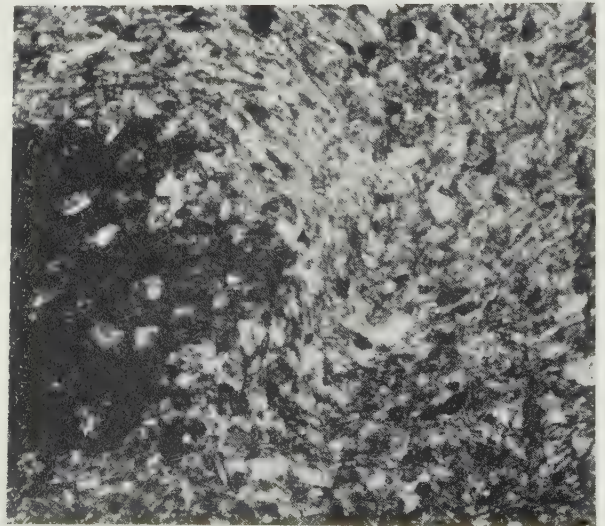
2



3



4

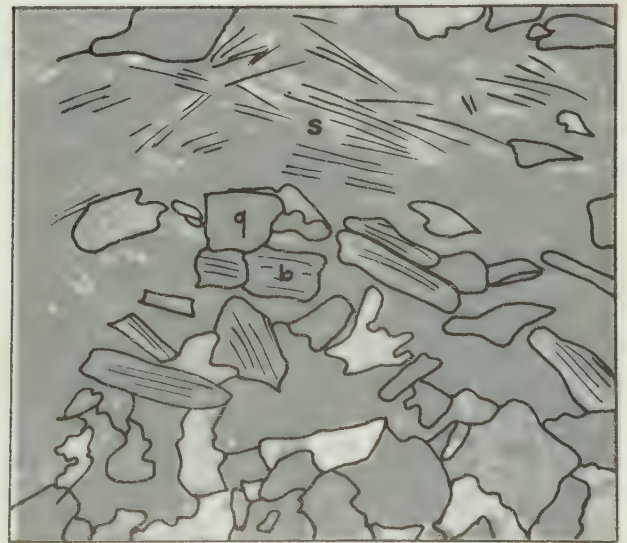
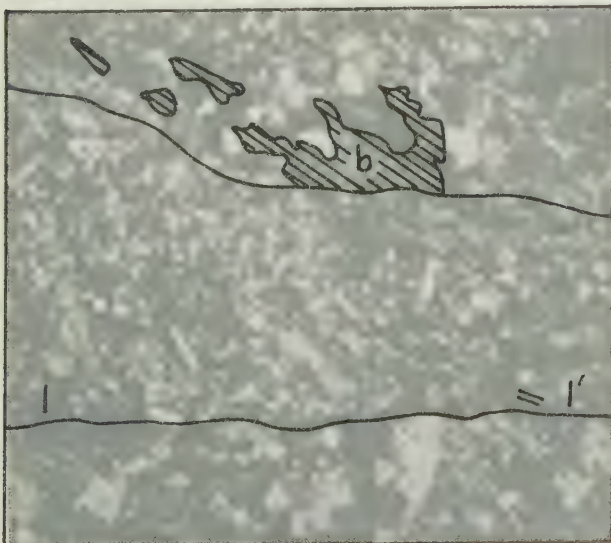
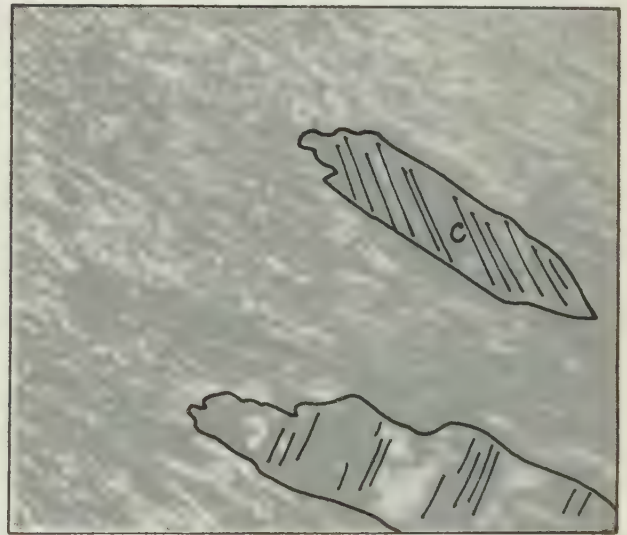
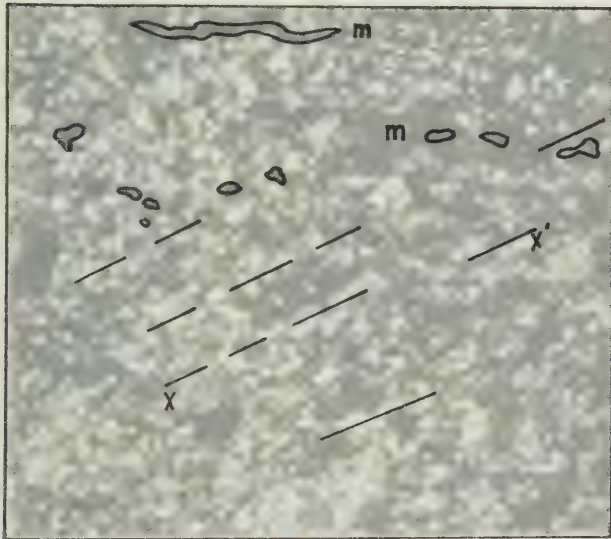
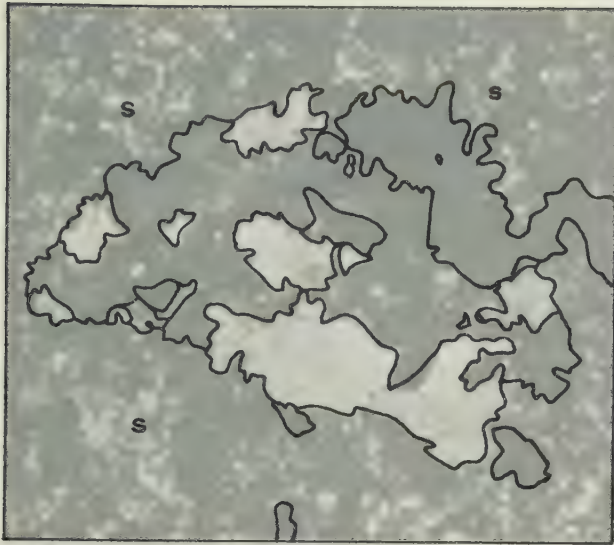


5

PLANCHE XXII

1. Brèche tectonique à ciment de sidérose. Élément de la brèche : quartz à extinction roulante en cristaux à contours sinueux, y compris ceux qui sont au contact du ciment de sidérose (s). Celui-ci est formé de petits cristaux eux-mêmes à contours sinueux et extinction roulante. Ech. 1379. L. P. $\times 45$.

Faille au sein des conglomérats à quelques dizaines de mètres au Sud du sommet du cap de Hounts Secs. Texte p. 218.
2. Niveau calcaire très comprimé. Certains lits sont exempts de calcite et uniquement composés d'oxyde de fer et de séricite (haut de la photo). On observe également des amygdales (a) remplies de calcite non déformée et des zones de forme amygdalaire (a), mais à contours confus, riches en cristaux de quartz, ne présentant pas de traces de déformation. Ech. 767a. L. P. $\times 45$. Niveau calcaire du sommet du pic de Lespade. Texte p. 220.
3. Niveau à nids amphiboliques. Cristaux de calcite aplatis légèrement engrenés, en proportion légèrement supérieure à celle des cristaux de quartz isolés dans ce fond de calcite. La stratification est soulignée par l'alignement des grains de magnétite (m), ainsi que par l'aplatissement des nids amphiboliques. La trace des alignements des cristaux aplatis de calcite est oblique par rapport à celle de la stratification (xx'). Ech. 797. L. P. $\times 45$. Cirque du pic Batoua. Texte p. 220.
4. « *Micromylonite* » dans un schiste micacé de la série infra-ordovicienne. Lamelles de chlorite obliques (c), présentant fréquemment l'extinction roulante, dans des amygdales allongées selon la schistosité. D'autres, parmi ces amygdales, présentent du quartz à extinction roulante. Ech. 863. L. P. $\times 100$. Rioumajou, amont de Frédancon.
5. Schiste micacé dans lequel la trace des clivages de la biotite est oblique par rapport au litage. Sur la photographie, litage (l-l') parallèle au grand côté, trace des clivages de la biotite (b) selon la direction NW-SE. Ech. 893. L. P. $\times 55$. Versant sud de la crête de Couartaou au-dessus du lac de Pouchergues.
6. Micaschiste à biotite et sillimanite appartenant à une enclave schisto-gneissique affectée plissements au contact de la faille de Caillaouas, à la Brèche des Spijeoles. Fragment de la charnière d'un plissement. On remarquera l'absence de déformation de la biotite ainsi que sa fraîcheur. Le quartz est en cristaux, en mosaïque régulière, mais ne forme pas d'inclusions dans les autres minéraux comme dans le cas de la plupart des schistes métamorphiques. Ech. 1393. L. P. $\times 45$. Brèche de Spijeoles. Texte p. 227. Voir aussi la photographie 5, pl. XI.



... au sud, par agglomération à quelques dizaines de mètres au sud du sommet du cap
... Texte p. 218

La roche est constituée très majoritairement de calcite et uniquement composée de calcite (sauf et ce, surtout dans la partie). On observe également des amygdales (a) dans la calcite non déformée et des zones de forme amygdalaire (a) mais à contours irréguliers, envahies en totalité de quartz, ne présentant pas de traces de déformation. Lih. 761a.

cristallins de quartz, légèrement engrenés en proportion
 inverse par rapport à celle des cristaux de quartz, tous dans ce fond de calcite. La sur-
 face est recouverte par l'allongement des cristaux de magnésite (mg), ainsi que par l'apla-
 nissement des cristaux de calcite. La trace des alignements des cristaux aplatis de calcite
 est indiquée par rapport à celle de la stratification (ss). Ech. 791 L. 1/2. 15. Cliché du pic
 1a. Texte p. 220.

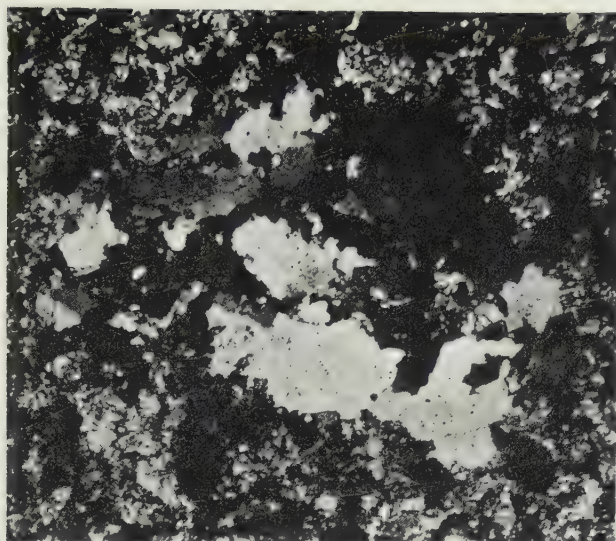
Chondrodonta, dans un schiste volcanique de la série infra-ordovicienne. Lamelles de chlo-

La zone de la crête est constituée de schistes micacés, dans lequel la trace des clefs de la blattite est oblique par rapport au plan de stratification. Il y a (1-1') parallèle au grand côté, trace des clefs de la blattite. La zone de la crête est constituée de schistes micacés, dans lequel la trace des clefs de la blattite est oblique par rapport au plan de stratification. Il y a (1-1') parallèle au grand côté, trace des clefs de la blattite.

à l'ouest, appartenant à une couche schisto-argilique affectée par la faille de Caillaud, à la base d'une zone d'argiles fraguénaises. On remarquera l'absence de stratification de la biotite qui est en cristaux en mosaïque régulière, mais ne forme pas de minéraux comme dans le cas de la plupart des schistes métamorphiques. (Texte p. 223. Voir aussi la photo.)

 $\gamma =$

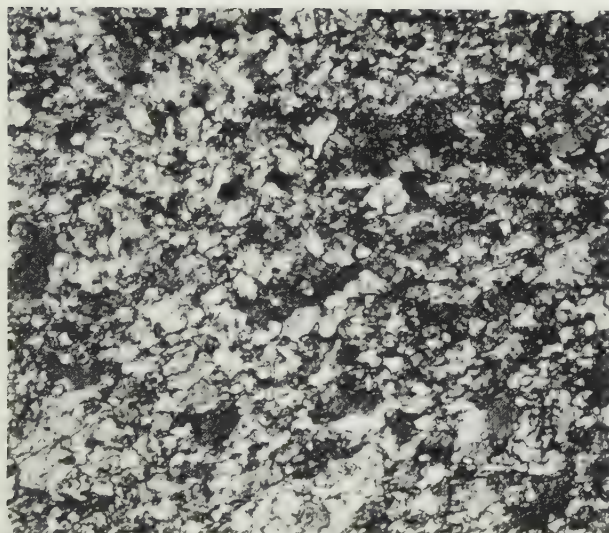
1



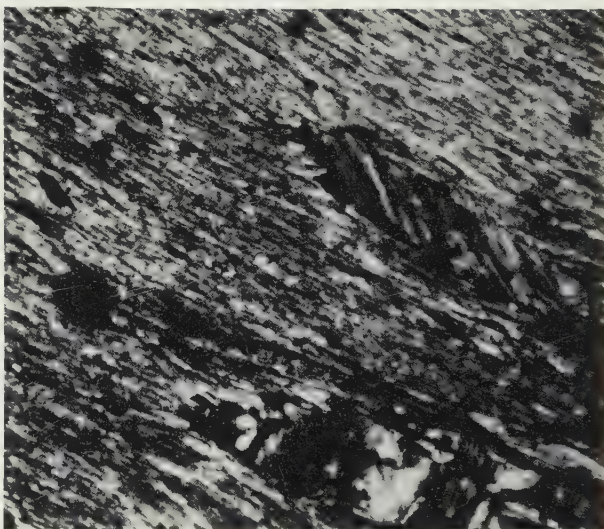
1



2



3



4



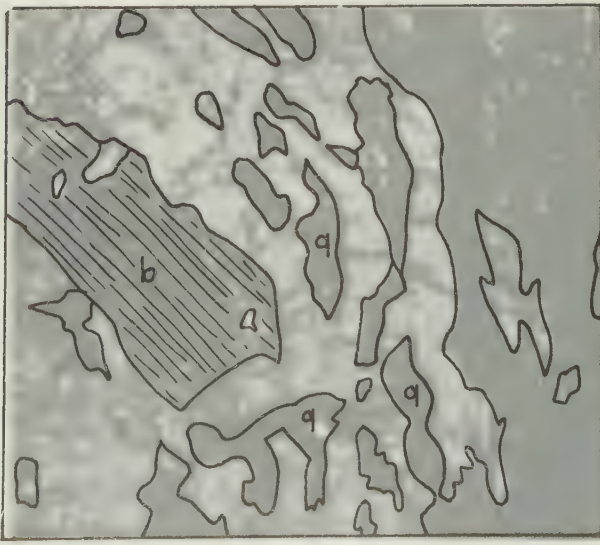
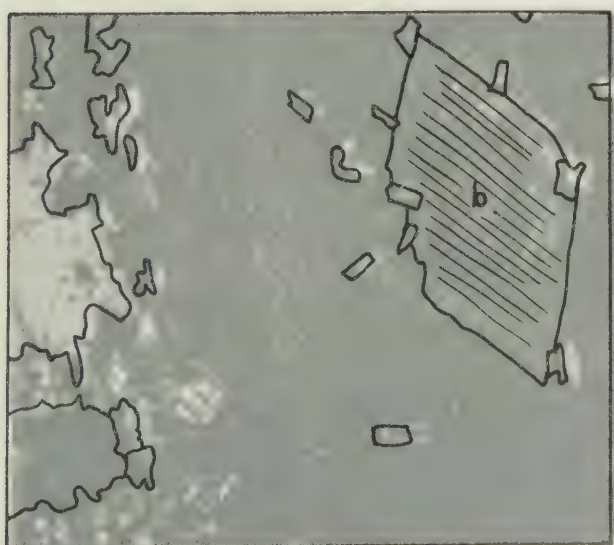
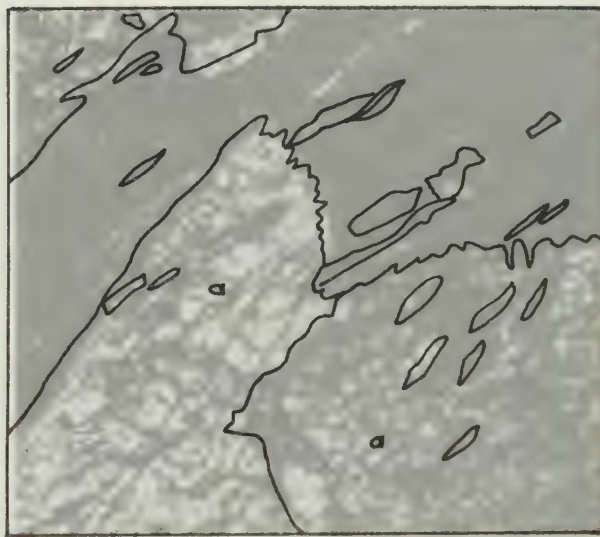
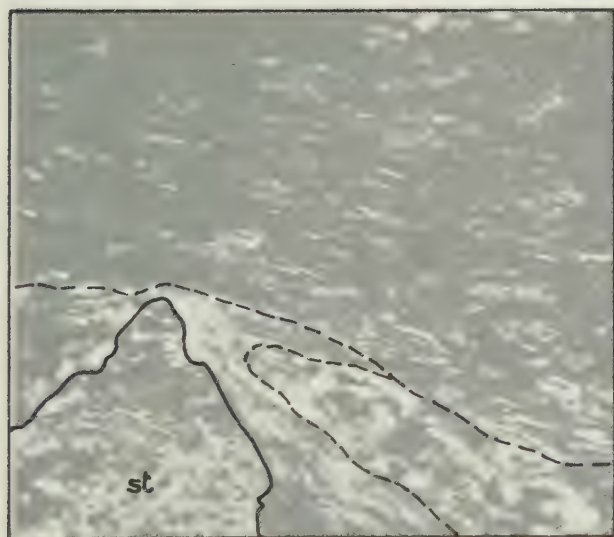
5

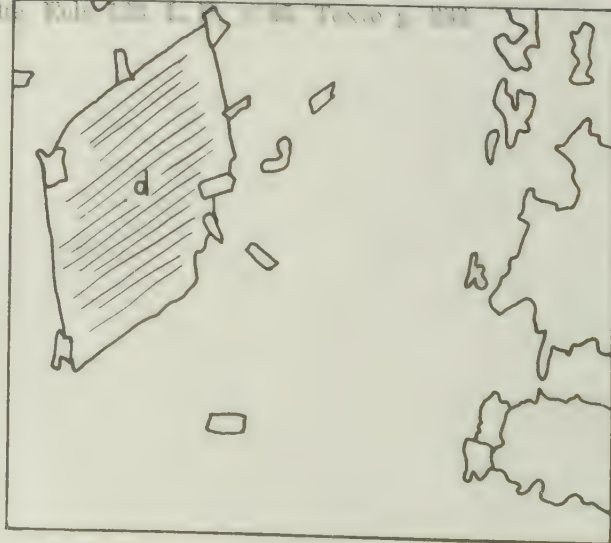
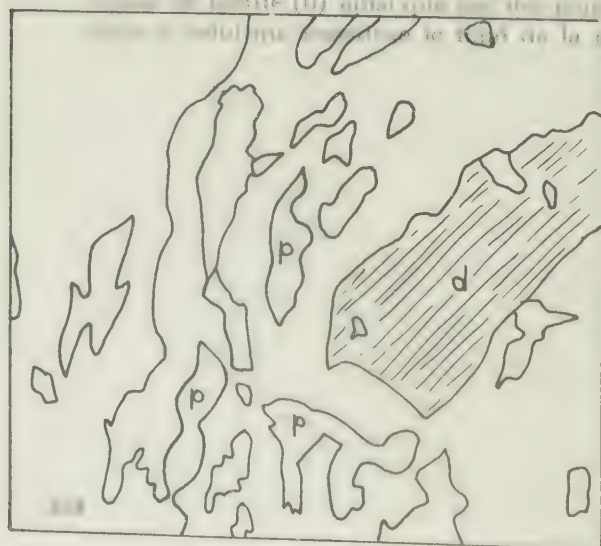
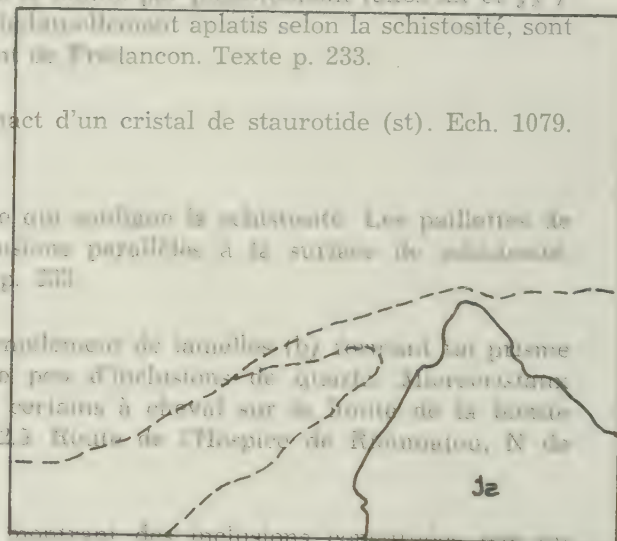
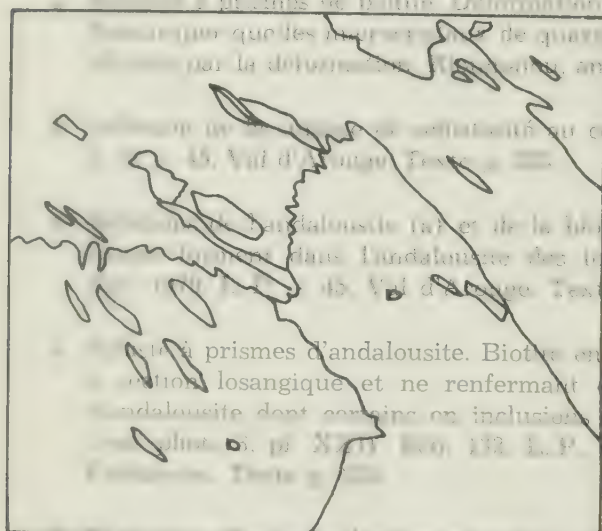
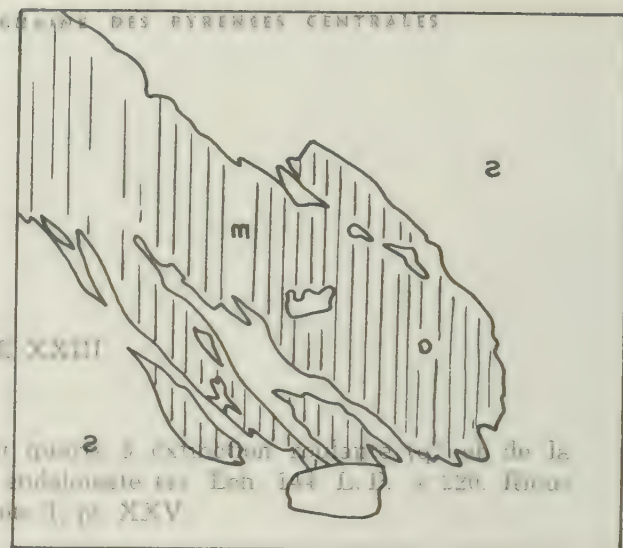
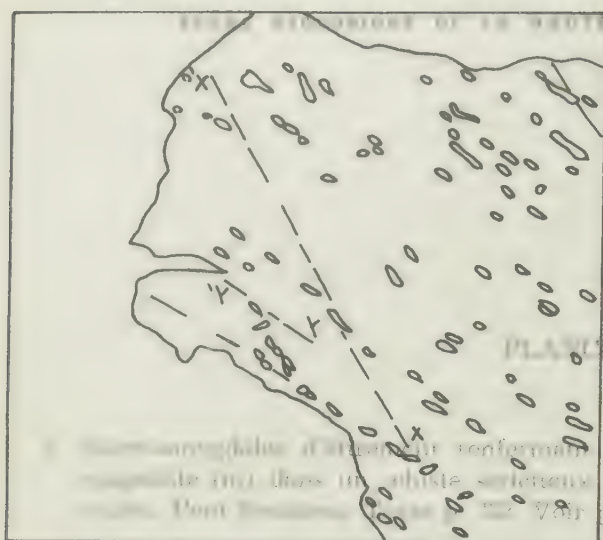


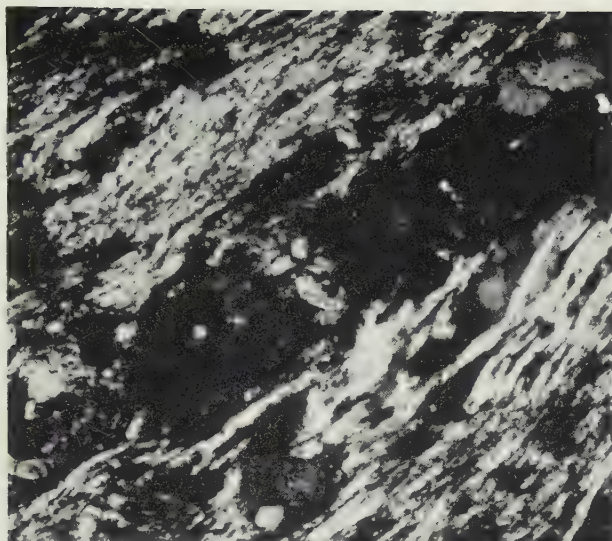
6

PLANCHE XXIII

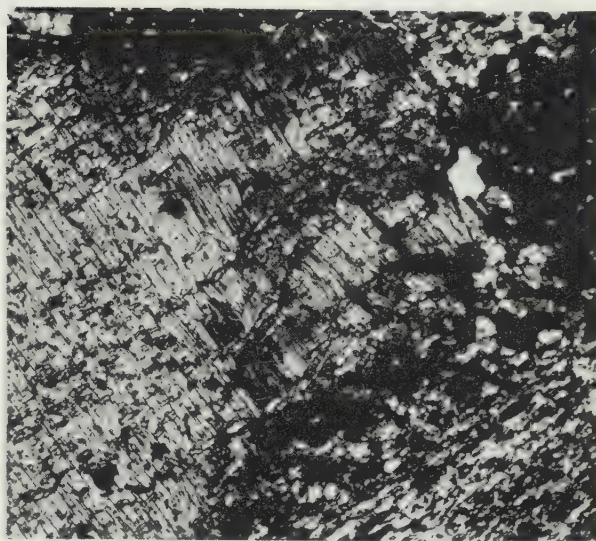
1. Micro-amygdales d'étirement renfermant du quartz à extinction roulante (q) et de la magnétite (m) dans un schiste sériciteux à andalousite (s). Ech. 144. L. P. $\times$ 220. Rioumajou, Pont Soubiron. Texte p. 232. Voir photo 1, pl. XXV.
2. Schistes à prismes de biotite. Déformation de la biotite par plissotement (axes xx et yy'). Remarquer que les microcristaux de quartz, habituellement aplatis selon la schistosité, sont affectés par la déformation. Rioumajou, amont de Frédancon. Texte p. 233.
3. Inflexion de la surface de schistosité au contact d'un cristal de staurotide (st). Ech. 1079. L. P. $\times$ 45. Val d'Arouge. Texte p. 233.
4. Relations de l'andalousite (a) et de la biotite qui souligne la schistosité. Les paillettes de biotite forment dans l'andalousite des inclusions parallèles à la surface de schistosité. Ech. 1079. L. P. $\times$ 45. Val d'Arouge. Texte p. 233.
5. Schiste à prismes d'andalousite. Biotite en empilement de lamelles (b) formant un prisme à section losangique et ne renfermant que peu d'inclusions de quartz. Microcristaux d'andalousite dont certains en inclusions et certains à cheval sur la limite de la biotite (voir photo 3, pl. XXI). Ech. 133. L. P. $\times$ 2,5. Route de l'Hospice de Rioumajou, N de Frédancon. Texte p. 233.
6. Fragment d'un cristal géant d'andalousite, montrant des inclusions constituées par un cristal de biotite (b) ainsi que par des plages formées d'un agrégat quartzomicacé (q) identique à celui qui constitue le fond de la roche. Ech. 133. L. P. $\times$ 45. Texte p. 233.



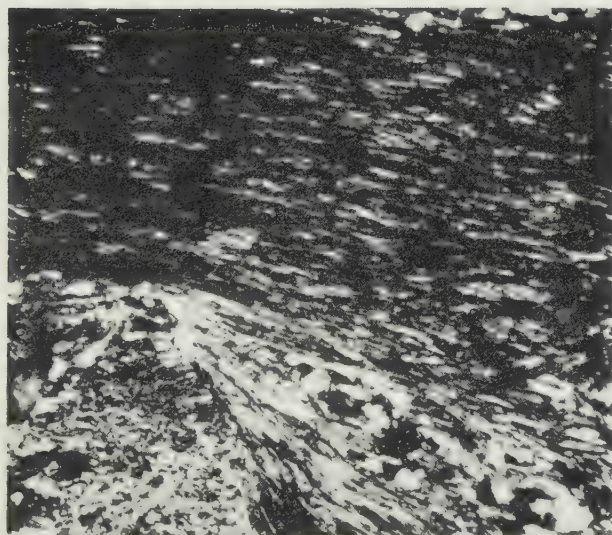




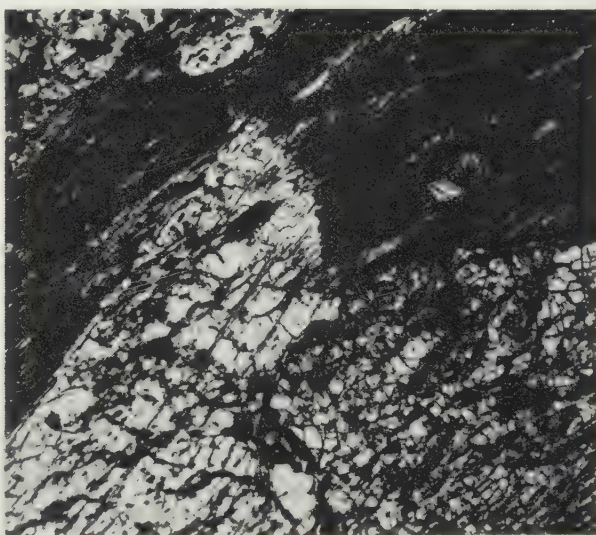
1



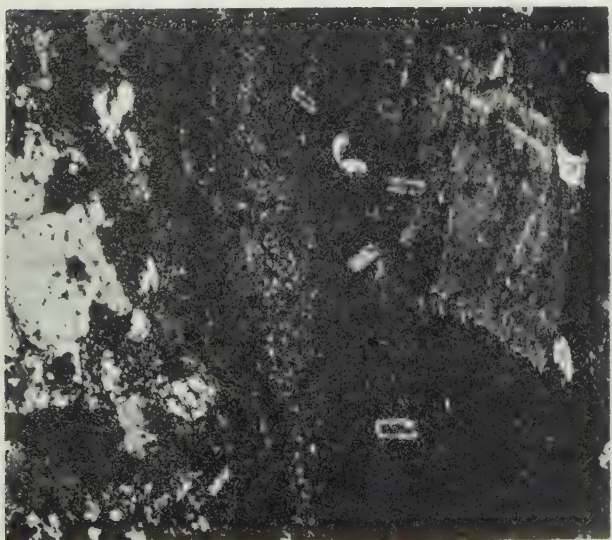
2



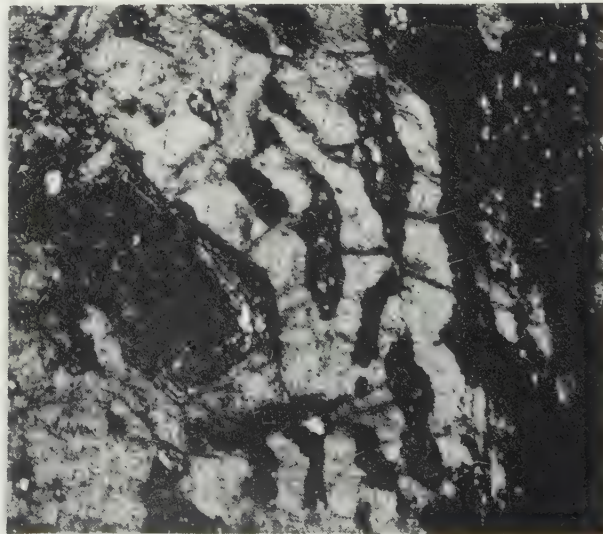
3



4



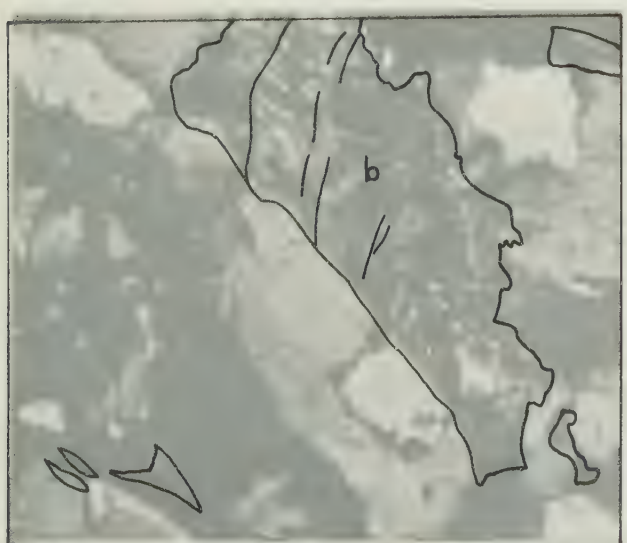
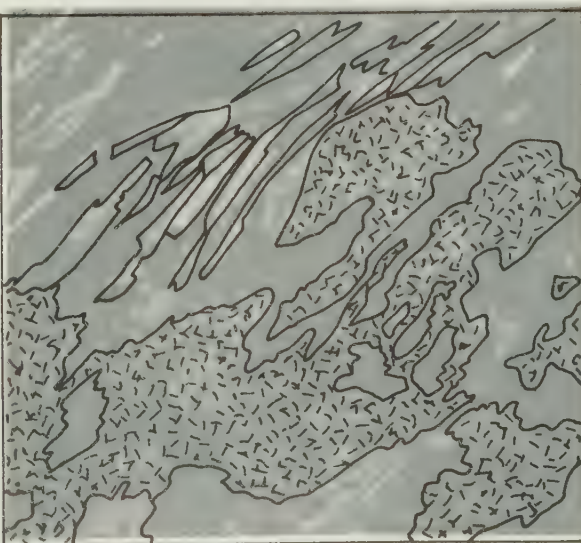
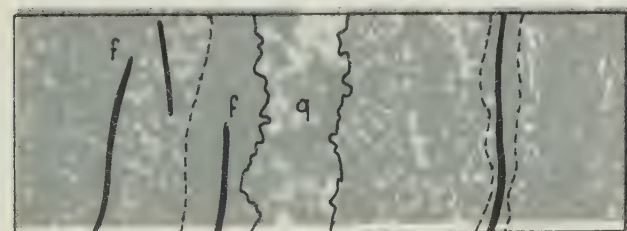
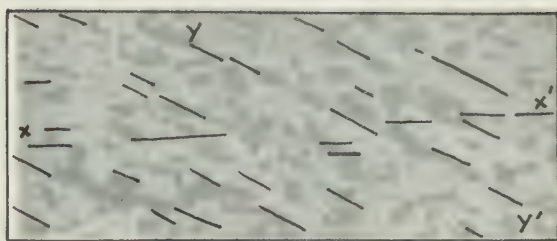
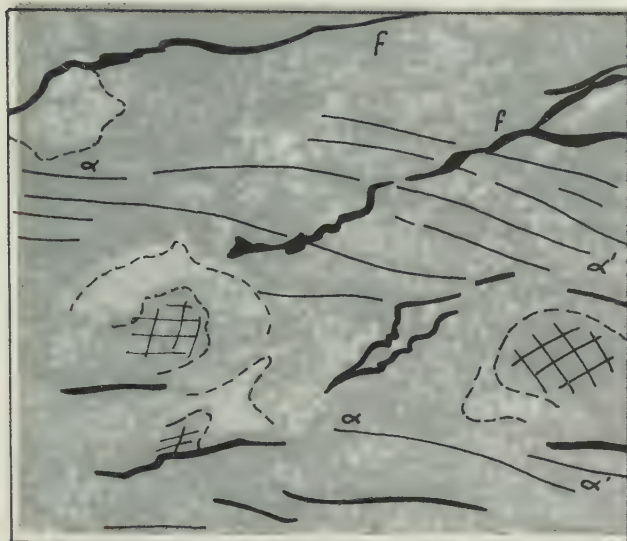
5

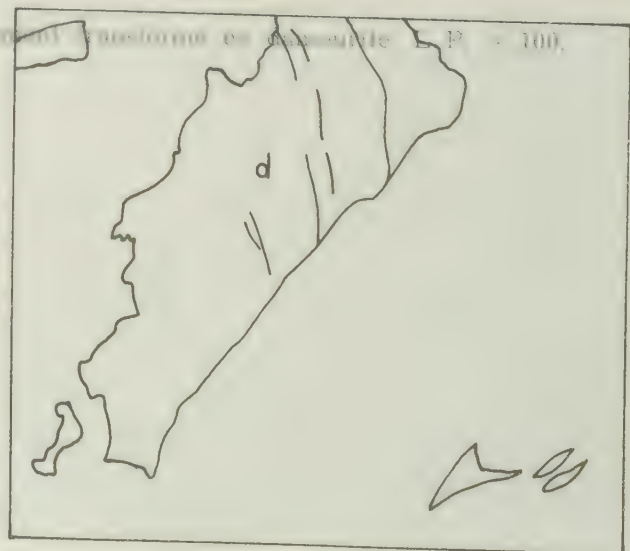
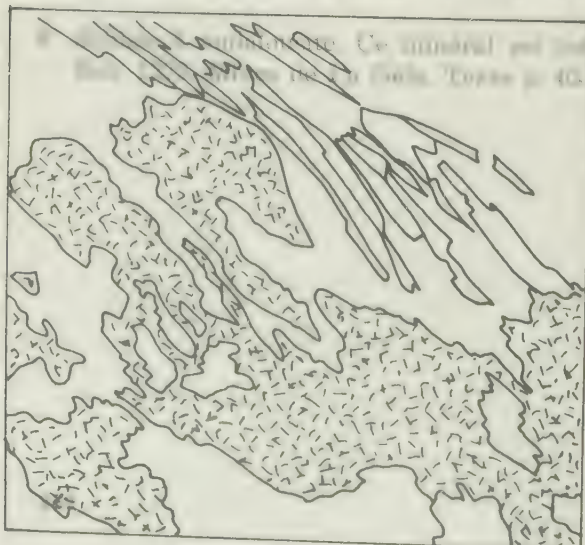
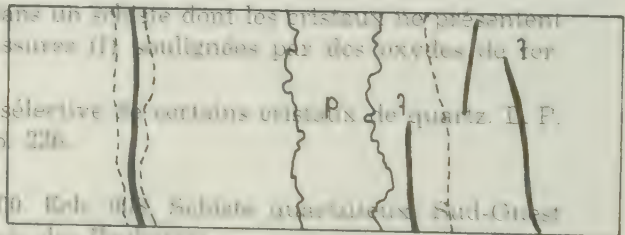
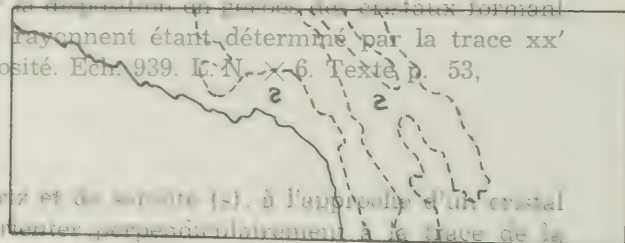
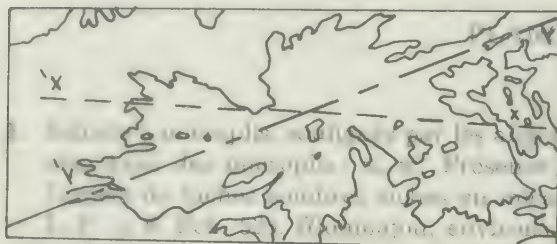
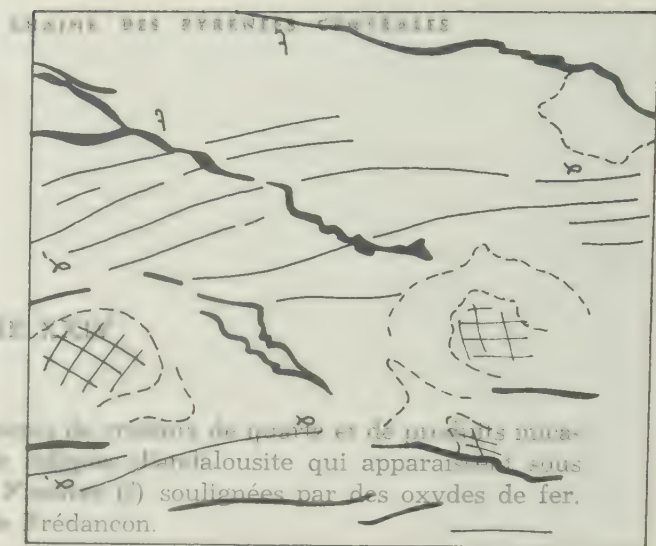
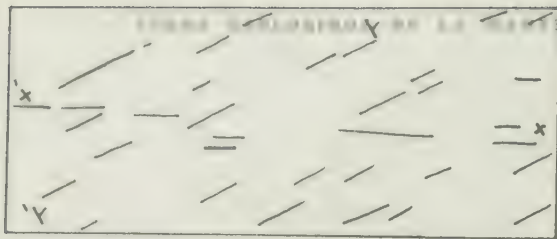


6

PLANCHE XXIV

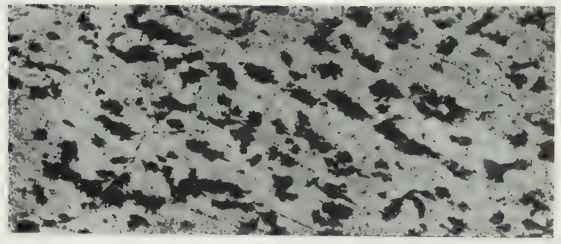
1. Schiste à microplis, soulignés par les alignements de cristaux de quartz et de produits mica-cés. Axes des microplis : x, x' . Présence de reliques d'andalousite qui apparaissent sous l'aspect de taches sombres riches en micas. Fissures (f) soulignées par des oxydes de fer. L. P. $\times 6$. Ech. 523. Rioumajou, environs de Frédancon.
2. Quartzite à nids d'actinote et de zoïsite. Noter la disposition en gerbes des cristaux formant ces nids, l'angle aigu à l'intérieur duquel ils rayonnent étant déterminé par la trace xx' de la stratification et la trace yy' de la schistosité. Ech. 939. L. N. $\times 6$. Texte p. 53.
3. Détail de la même lame. L. N. $\times 45$.
4. Inflexion des alignements de cristaux de quartz et de séricite (s), à l'approche d'un cristal de staurotide. Les alignements tendent à s'orienter perpendiculairement à la trace de la limite de la staurotide. L. P. $\times 45$. Texte p. 234.
5. Filonnet de quartz à extinction roulante (q) dans un schiste dont les cristaux ne présentent pas de traces de déformation. Présence de fissures (f) soulignées par des oxydes de fer.
6. Micaschistes présentant une microfissuration sélective de certains cristaux de quartz. L. P. $\times 45$. Ech. 937b. Crête de Couartaou. Texte p. 226.
7. Biotite déformée par broyage (b). L. P. $\times 100$. Ech. 908. Schiste quartziteux. Sud-Ouest de Lassoula, entre le pic de la Hourque et le pic des Bacherets.
8. Schiste à andalousite. Ce minéral est totalement transformé en damourite. L. P. $\times 100$. Ech. 1279. Mines de La Géla. Texte p. 63.



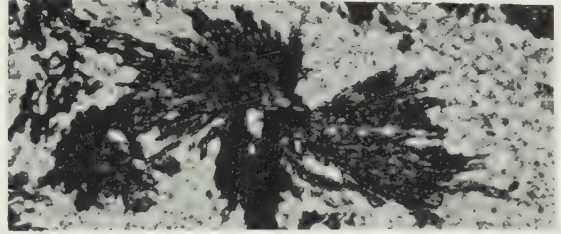




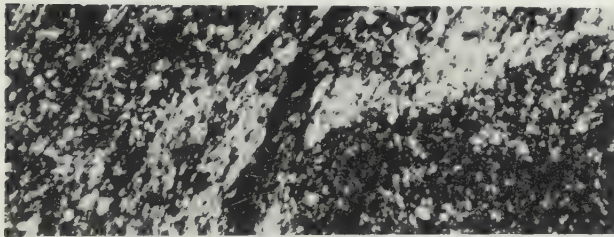
1



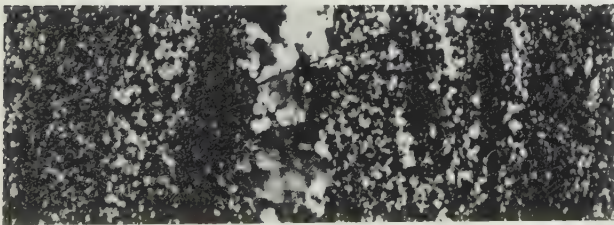
2



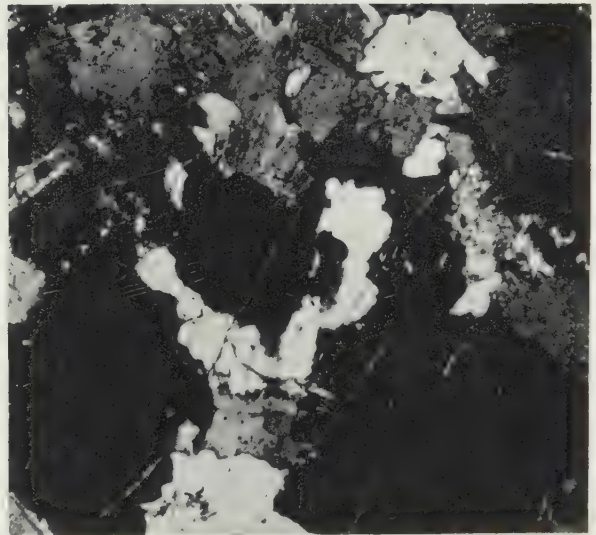
3



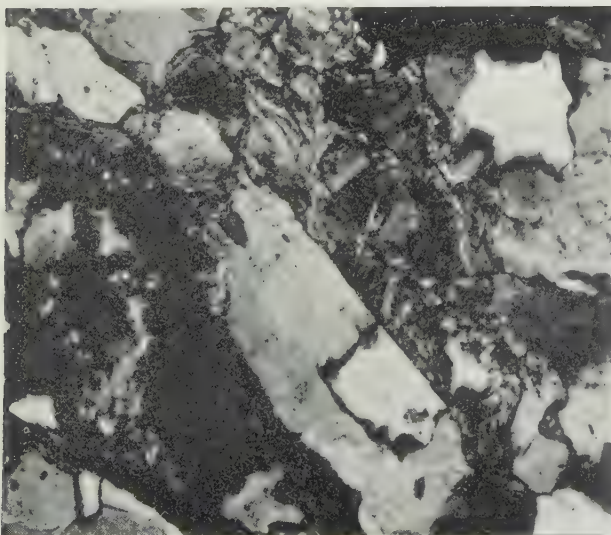
4



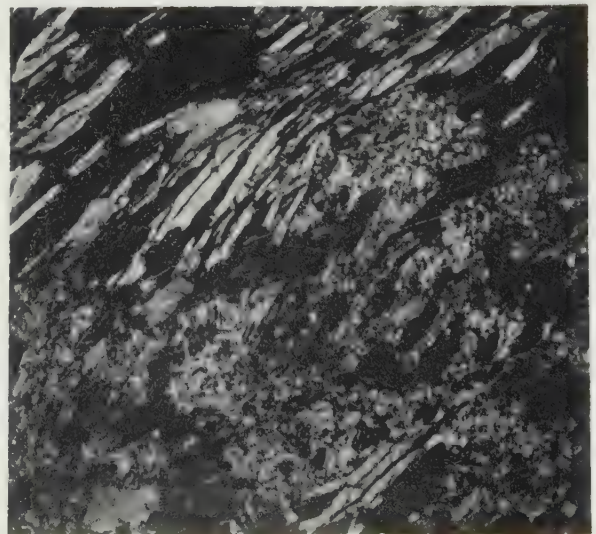
5



6



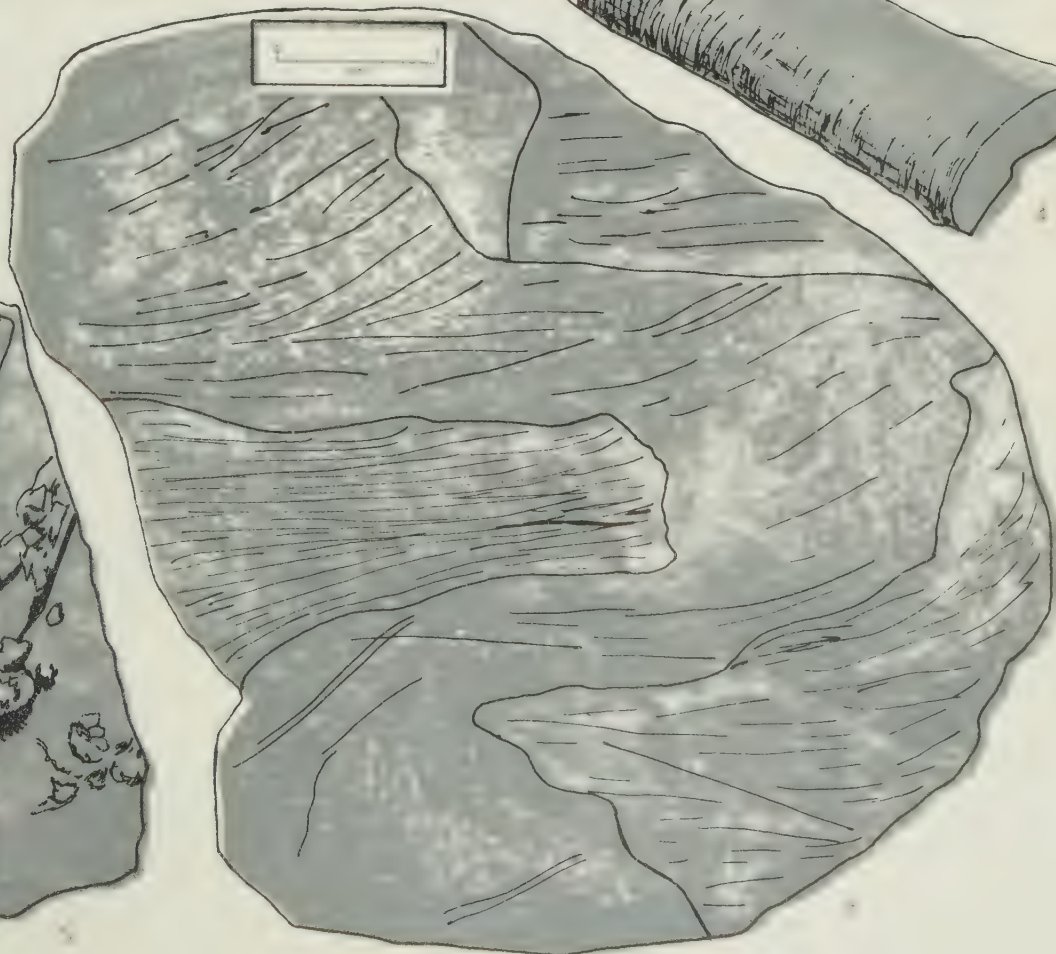
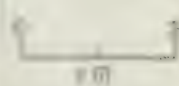
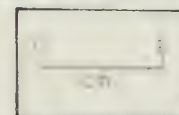
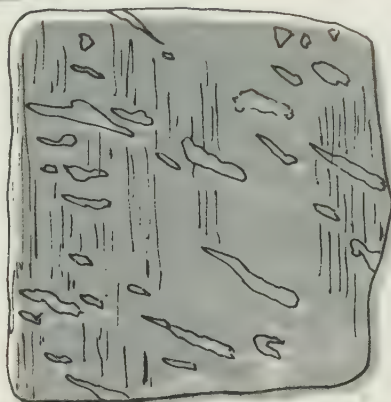
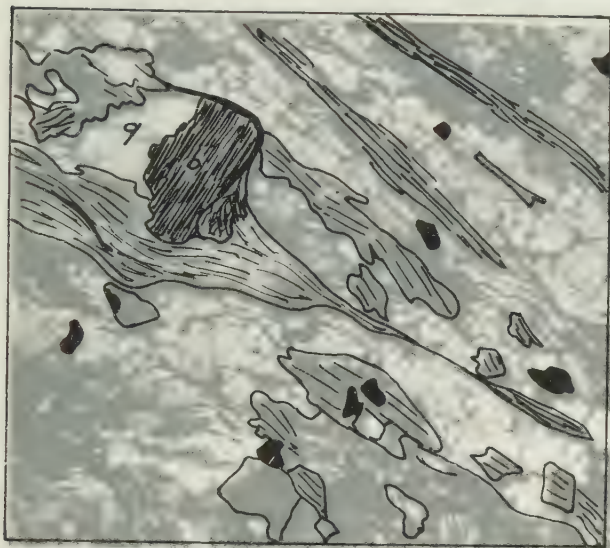
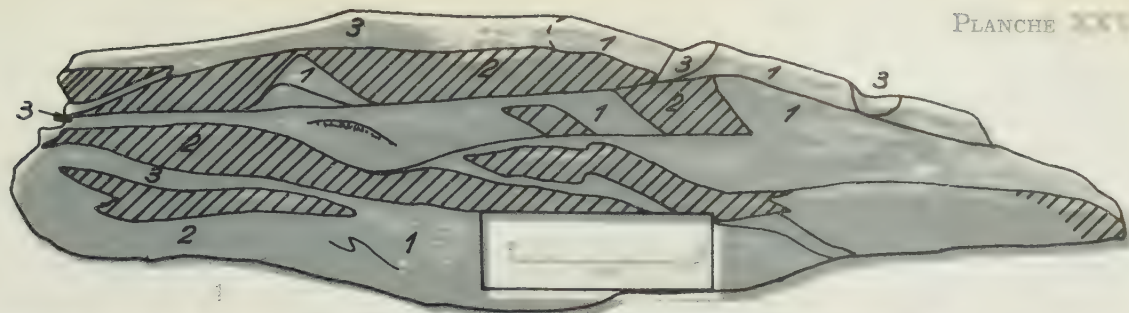
7

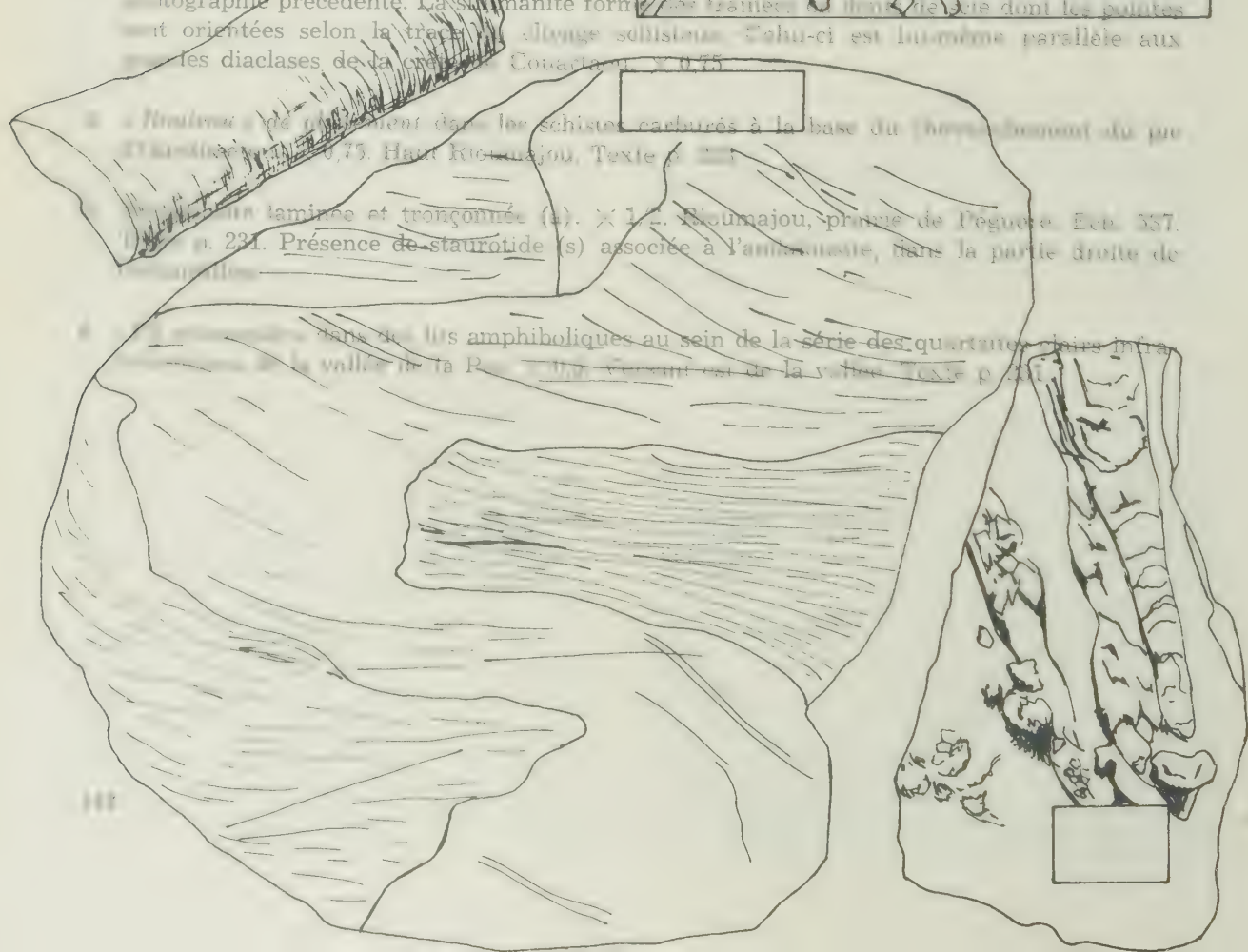
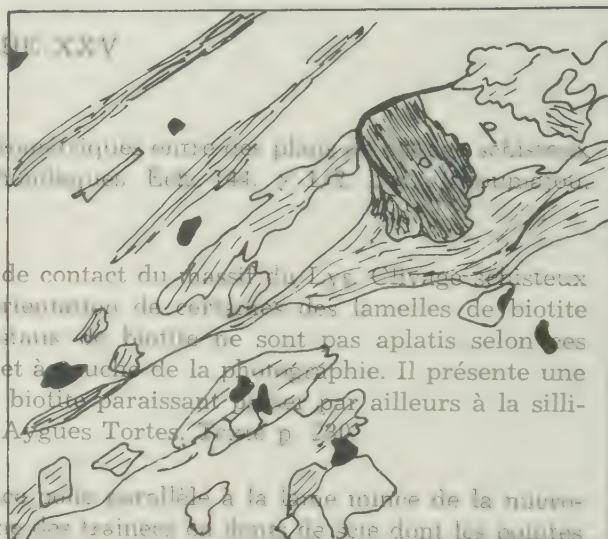
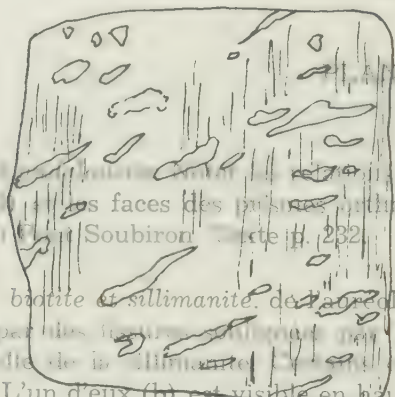
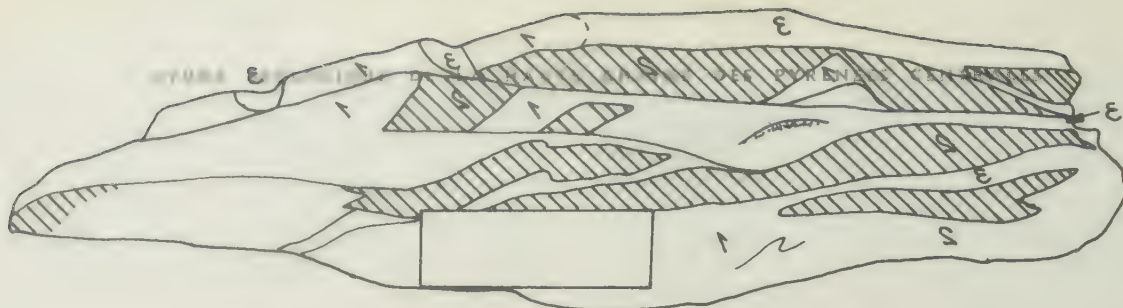


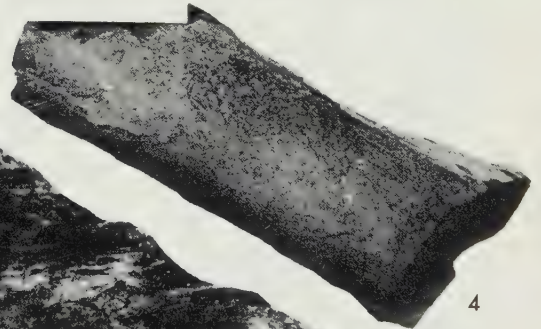
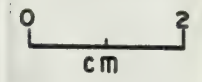
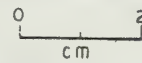
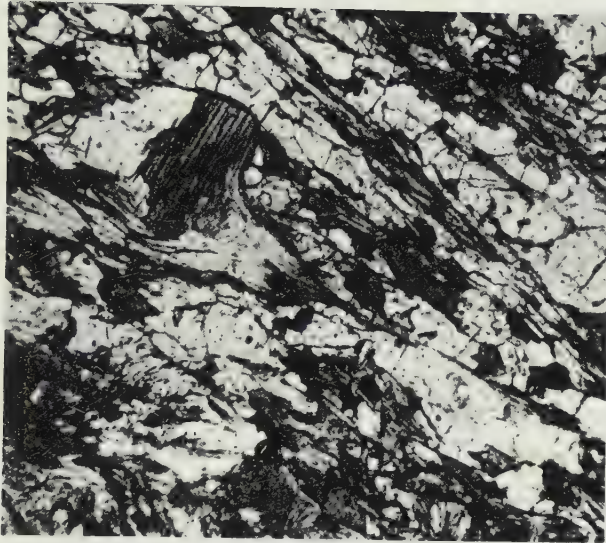
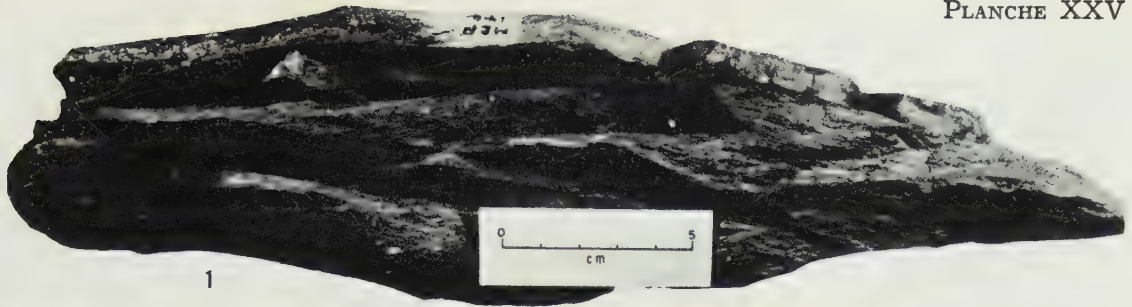
8

PLANCHE XXV

1. *Schistes à andalousite*. Noter les relations géométriques entre des plans de clivage schisteux (1, 2 et 3) et les faces des prismes orthorhombiques. Ech. 144. $\times 1/2$. Loc. : Rioumajou, amont du Pont Soubiron. Texte p. 232.
2. *Schiste à biotite et sillimanite*, de l'auréole de contact du massif du Lys. Clivage schisteux marqué par des fissures soulignées par l'orientation de certaines des lamelles de biotite et par celle de la sillimanite. Certains cristaux de biotite ne sont pas aplatis selon ces surfaces. L'un d'eux (b) est visible en haut et à gauche de la photographie. Il présente une corrosion de la biotite par du quartz (q), la biotite paraissant passer par ailleurs à la sillimanite (s). Ech. 1253. L. P. $\times 45$. Galerie d'Aygues Tortes. Texte p. 230.
3. *Echantillon 1253* : Photographie d'une surface polie parallèle à la lame mince de la microphotographie précédente. La sillimanite forme des traînées en dents de scie dont les pointes sont orientées selon la trace du clivage schisteux. Celui-ci est lui-même parallèle aux grandes diaclases de la crête de Couartaou. $\times 0,75$.
4. « *Rouleau* » de glissement dans les schistes carburés à la base du chevauchement du pic d'Ourdissetou. $\times 0,75$. Haut Rioumajou. Texte p. 223.
5. Andalousite laminée et tronçonnée (a). $\times 1/2$. Rioumajou, prairie de Péguère. Ech. 537. Texte p. 231. Présence de staurotide (s) associée à l'andalousite, dans la partie droite de l'échantillon.
6. « *Pli minuscule* » dans des lits amphiboliques au sein de la série des quartzites clairs infra-ordoviciens de la vallée de la Pez. $\times 0,5$. Versant est de la vallée. Texte p. 231.



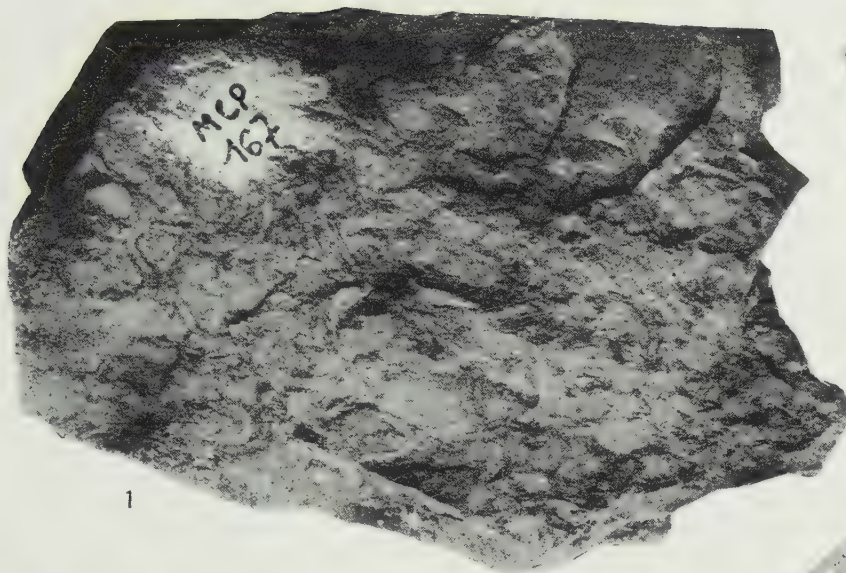




6

PLANCHE XXVI

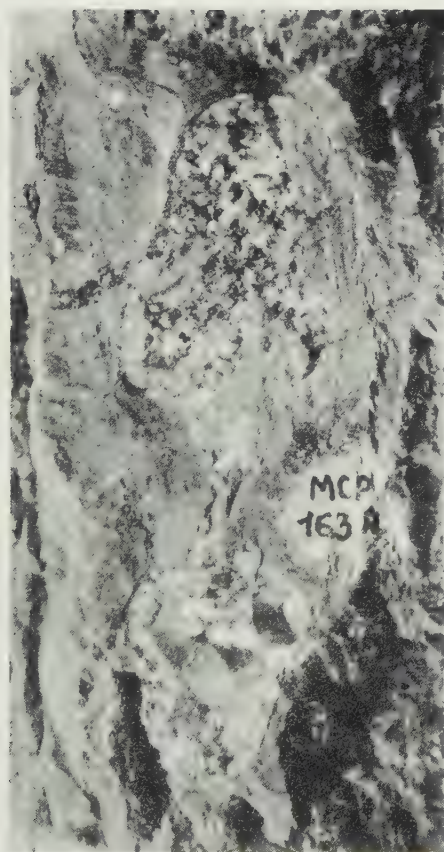
1. « Schistes à *Nereites* de Bourg d'Oueil ». Bergerie de Bourg d'Oueil. Gr. nat. Texte p. 100.
2. Siphon d'*Orthoceras* (?) trouvé à Cierp dans des griottes rouges destinées à servir de matériaux d'empierrement. Gr. nat.
3. Goniatile (*Manticoceras intumescens*). Bourg d'Oueil. Gr. nat.
4. *Oldhamia* sp. Jurvielle. Gr. nat. Cf. Ch. BARROIS, *Ann. Soc. Géol. Nord*, t. 15, 1888.
5. *Fenestella* sp. Crête de Bassia. Gr. nat.



1



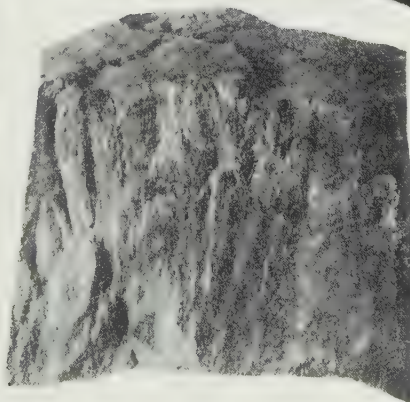
2



3



4



5

PLANCHE XXVII

1. Niveau calcaire dans la haute vallée de Moudang. Des bancs de calcaire très siliceux, épais de quelques centimètres à un décimètre environ, sont recoupés par une grossière schistosité et par des fractures répétées tous les 5 ou 10 cm.
2. Crête du pic de Bassia. Vue vers l'Ouest, prise des croupes situées au-dessus de Loudenvielle. De droite à gauche : arrachement laissant apparaître des schistes verts dinantiens redressés. Lambe à pendage sud de grès houillers. Synclinal pincé où affleurent des schistes noirs dévoniens. Horizon calcaire du Dévonien inférieur à pendage nord. Dépression des schistes carbonifères gothlandiens. Surface structurale ordovicienne (Caradoc ?). Vers le Sud affleurent les calcaires ordoviciens du pic d'Estos. Voir profils G et H, texte p. 129 et 211.
3. Quartzites de la série située au-dessous du niveau des conglomérats au cœur de l'anticlinal du lac d'Oô. Bancs de quartzite de l'ordre du décimètre. Lits sombres, épais de quelques millimètres au sein des bancs, très riches en oxydes de fer et représentant vraisemblablement de minces niveaux calcaires plus ou moins laminés. Rive ouest du lac d'Oô.
4. Schistes argileux carbonifères. L'érosion différentielle de cette série à schistosité redressée met en évidence l'ancienne stratification, qui n'apparaît pas à l'examen à l'échelle de l'échantillon. Cap du Pré de Rouquet, près de Jurvielle (Haute-Garonne). Texte p. 103.
5. Niveau calcaire ordovicien de la série sus-jacente au niveau des conglomérats. Le manche du marteau est orienté parallèlement à l'ancienne stratification. La schistosité et la fracturation sont obliques par rapport à la stratification. Le calcaire n'apparaît que sous la forme de nids déprimés par suite de l'érosion différentielle. Loc. : vallon de Hounts Secs, au Nord du sommet du même nom.
6. Niveau calcaire ordovicien dont certains lits sont transformés en cornéennes à grenats et pyroxènes. C'est le cas du lit plissé situé vers la gauche de la photographie. Le plissement de ce lit a accompagné l'établissement de la schistosité. Il s'agit donc de « plis minuscules » au sens de P. FOURMARIER. Vallon de Hourgade. Photographie J. P. DESTOMBES.



PLANCHE XXVII

Niveau calcaire dans la haute vallée de Moudang. Des bancs de calcaire très siliceux, épais de quelques centimètres à un décimètre environ, sont recoupés par une grossière schistosité et par des fractures répétées tous les 5 ou 10 cm.

Crête du pic de Bassia. Vue vers l'Ouest, prise des croupes situées au-dessus de Loudenvielle. De droite à gauche : arrachement laissant apparaître des schistes verts dinantiens redressés. Lambe à pendage sud de grès houillers. Synclinal pincé où affleurent des schistes noirs dévoniens. Horizon calcaire du Dévonien inférieur à pendage nord. Dépression des schistes carbures gothlandiens. Surface structurale ordovicienne (Caradoc ?). Vers le Sud affleurent les calcaires ordoviciens du pic d'Estos. Voir profils G et H, texte p. 129 et 211.

Quartzites de la série située au-dessous du niveau des conglomérats au cœur de l'anticlinal du lac d'Oô. Bancs de quartzite de l'ordre du décimètre. Lits sombres, épais de quelques centimètres au sein des bancs, très riches en oxydes de fer et représentant vraisemblablement de minces niveaux calcaires plus ou moins laminés. Rive ouest du lac d'Oô.

Schistes argileux carbonifères. L'érosion différentielle de cette série à schistosité redressée met en évidence l'ancienne stratification, qui n'apparaît pas à l'examen à l'échelle de l'échantillon. Cap du Pre de Rouquet, près de Jurvielle (Haute-Garonne). Texte p. 103.

Niveau calcaire ordovicien de la série sus-jacente au niveau des conglomérats. Le manche de la photo est orienté parallèlement à l'ancienne stratification. La schistosité et la fracturation sont obliques par rapport à la stratification. Le calcaire n'apparaît que sous la forme de minces lentilles par suite de l'érosion différentielle. Loc. : vallon de Hounts Secs, au Nord du sommet du même nom.

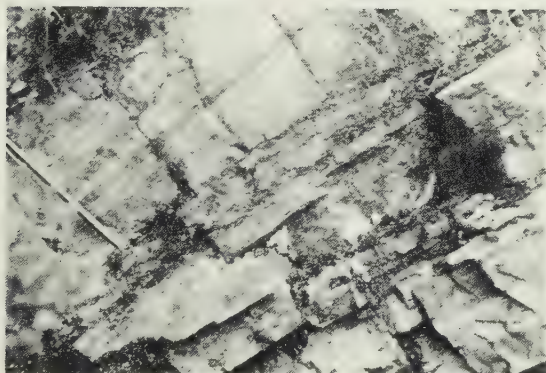
Niveau calcaire ordovicien dont certains lits sont transformés en cornéennes à grenats et pyroxènes. C'est le cas du lit plissé situé vers la gauche de la photographie. Le plissement de ce lit a accompagné l'établissement de la schistosité. Il s'agit donc de « plis minuscules » au sens de P. FOURMARIER. Vallon de Hourgade. Photographie J. P. DESTOMBES.



1



2



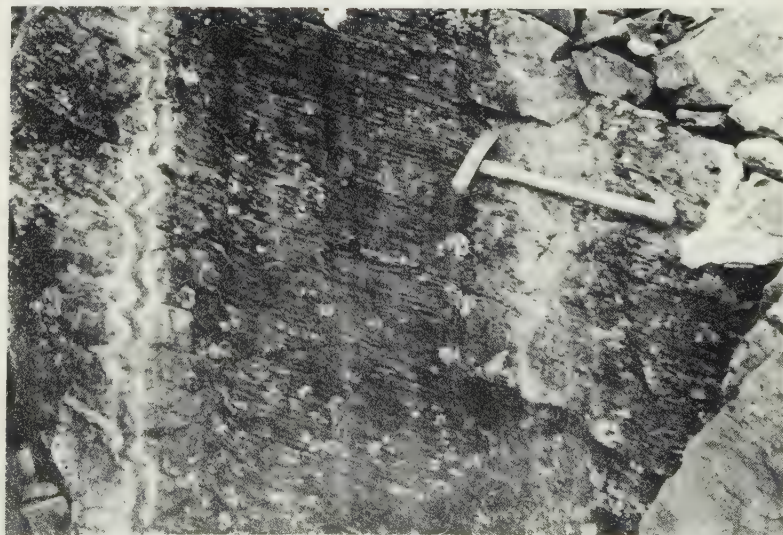
3



4



5



6

TABLE DES FIGURES

	Pages
s. n. — Photographie : Vue prise du pic d'Estos	13
Fig. 1. — Carte de situation de la région étudiée	20
» 2. — Plissement affectant le niveau de conglomérats du Troucet de Courts (SW du lac d'Oô)	43
» 3. — Relations structurals entre deux niveaux repères anté-gothlandiens, anti- clinal du lac d'Oô	44
» 4. — Schistes micacés à nids amphiboliques, lac de Hourgade	45
» 5. — Cassures et horizons calcaires mis en évidence par l'érosion (crête de Hour- gade)	47
» 6. — Relations entre les différentes unités structurales (haute vallée de Louron). ..	51
» 7. — Coupe selon la vallée du Rioumajou (rive droite)	58
» 8. — Coupe schématique des plis situés au Sud du col de Peyresourde	101
» 9. — Succession stratigraphique et discordance aux confins de la vallée du Lou- ron et du val d'Aube	105
» 10. — Discordance sur la crête passant par le cap des Arjoulents et le Tuc Salavané. ..	106
» 11. — Schéma des relations stratigraphiques au début du Carbonifère dans la région correspondant au versant nord de la zone primaire axiale	108
» 12. — Coupe schématique de la haute chaîne des Pyrénées centrales lors des pre- miers mouvements orogéniques hercyniens	109
» 13. — Stéréogramme : région de Pouchergues-Aygues Tortes	122
» 14. — Stéréogramme : Couverture chevauchante gothlandienne et dévonienne dans le Rioumajou et les vallons d'Estos et de Sarrouyès	122
» 15. — Stéréogramme : replat des lacs de Miarsès. Couverture chevauchante et substratum	122
» 16. — Stéréogramme : Déformations sur les deux lèvres de la faille de Caillaouas. ..	124
» 17. — Stéréogramme : Anticlinal de la montagne d'Espichadère	124
» 18. — Stéréogramme : Porte d'Arouge	124
» 19. — Stéréogramme : Cap de Hounts Secs	124
» 20. — Stéréogramme : Vallon de Néré	128
» 21. — Stéréogramme : Val d'Arouge et versant ouest du lac d'Oô	128

» 22. — Stéréogramme : Versant ouest de la Neste de Louron	130
» 23. — Stéréogramme : Surfaces de foliation dans la haute vallée de Louron	143
» 24. — Schéma des relations structurales entre les différents types pétrographiques du massif granitique du Lys-Caillaouas	148
» 25. — Relations des granites et des formations encaissantes sur la crête au SE du col de la Porte d'Arouge	149
» 26. — Relations géométriques entre le granite porphyroïde et une enclave schisto-gneissique, au pied du pic Belloc	151
» 27. — Enclave schisto-gneissique au pied du Mail Mouillat	152
» 28. — Comparaison des paramètres de NIGGLI pour les différents types pétrographiques	158
» 29. — Diagramme des pourcentages en macles A, C, U de Masao GORAI en fonction de la teneur en anorthite des plagioclases	159
» 30. — Diagramme triangulaire des proportions relatives des plagioclases à macles A, C, U de Masao GORAI	161
» 31. — Contact du granite à biotite du cirque de Troumouse avec des schistes antégothlandiens plissotés	163
» 32. — Stéréogramme : Grès vert du bois de Lapadé	185
» 33. — Veines de granite fin à deux micas, en partie concordantes avec la schistosité, en partie sécantes	186
» 34. — Stéréogramme : Partie occidentale du synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou	190
» 35. — Représentation schématique des surfaces de mouvement des failles de Caillaouas et de Pouchergues (virgation de Lassoula)	192
» 36. — Stades de l'apparition d'une schistosité oblique par rapport à la stratification	196
» 37. — La formation de Lourtiga. Versant est du verrou glaciaire de Nère	197
» 38. — Tronçonnage tectonique de bancs de quartzite	198
» 39. — Enclave dans le granite porphyroïde du Lys-Caillaouas, au Nord-Ouest du pic Belloc	200
» 40. — Calcaires lubrifiants, formant surface de contact tectonique entre Dévonien et Carbonifère sous le cap de Pales	213
» 41. — Pyrite épigénisée en limonite avec « shadow structure »	222
» 42. — Biotite en paillettes, plissotées en « marches d'escalier »	225
» 43. — Schistes micacés plissotés dans une enclave du granite porphyroïde, au contact de la faille de Caillaouas	228
» 44. — Diagramme de pétrofabrication dans le granite à deux micas de Tramezaygues : Sud de la plaine d'Artiguelongue (éch. 1136)	235
» 45. — Id. : Verrou de faille au Nord de la Centrale de Tramezaygues (éch. 1163)	235
» 46. — Id. : Nord de la Centrale de Tramezaygues (éch. 1138)	236
» 47. — Id. : Nord de la Centrale de Tramezaygues (éch. 1345)	236
» 48. — Partie occidentale de la zone primaire axiale pyrénéenne	249

TABLE DES FIGURES

PROFILS au 1/40 000

	Pages
Profils A — Selon le flanc est de la vallée d'Oô. Anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère	205
Profil B —	
Profil C — Perpendiculaire à la crête de Couartaou et au vallon d'Aygues Tortes Synclinal du Couartaou. Anticlinal de Frédancon-Aygues-Tortes	206
Profil D — Perpendiculaire à la crête frontière à l'est du pic d'Aygues Tortes Faille de Consaterre. Plis complexes du massif des Posets	206
Profil E — Perpendiculaire à la crête de Couartaou. Synclinal du Couartaou. Faille de Caillaouas. Faille de Pouchergues	208
Profil F — Profils « en coulisse » selon le versant est de la vallée de Louron. Anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère	208
Profil G — Selon le versant ouest de la vallée de Louron. Chevauchement du pic d'Aret. Faille de Caillaouas. Faille de Consaterre	210
Profil H — Selon le versant ouest de la vallée de Louron. Bassin westphalien du bois de Lapadé	210
Profil J — Selon une direction N-S et passant par le replat structural des lacs de Miarès. Chevauchement du pic d'Aret. Faille de Caillaouas	212

CARTES

Carte K — Schéma cartographique de la distribution des sédiments au début du Carbonifère, dans le centre et l'Est de la chaîne pyrénéenne. 1/1 000 000	110
Carte L — Schéma structural de la haute chaîne des Pyrénées centrales. 1/150 000 env.	116
Carte M — Levé au 1/3 750 du replat structural des lacs de Miarès	123

TABLE DES PLANCHES

	Pages
Planche I — Géomorphologie du front septentrional du massif granitique du Lys-Caillaouas — Géomorphologie du massif de la Pez	315
Planche II — Grès verts westphaliens et grès arkosiques dinantiens	317
Planche III — Dévonien et Dinantien de la vallée d'Oô (Haute-Garonne)	319
Planche IV — Anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes, vues des rives droites et gauche du Rioumajou	321
Planche V — Synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou — massif du Batchimale et massif des Posets	323
Planche VI — Replat structural des lacs de Miarès : extrémité est du chevauchement de Gèdre-Gavarnie	325
Planche VII — La Haute Cinqueta (Huesca) vue du sommet du pic Schrader ..	327
Planche VIII — Exemples de conglomérats infra-ordoviciens	329
Planche IX — Calcaires ordoviciens déformés	331
Planche X — Calcaires ordoviciens déformés	333
Planche XI — Traces de déformation en relation avec la granitisation dans le massif du Lys-Caillaouas	335
Planche XII — Cornéennes à silicates calciques. Microphotographies	337
Planche XIII — Géomorphologie, traces de déformation, échantillonnage : massif granitique du Lys-Caillaouas, région chevauchante occidentale (vallée de Moudang)	339
Planche XIV — Massif granitique du Lys-Caillaouas : vue d'ensemble, échantillonnage	341
Planche XV — Déformations discontinues : lithoclases	343
Planche XVI — Granite fin à deux micas de Tramezaygues : microphotographies	345
Planche XVII — Granite et cortège filonien du massif de la Maladetta, granite porphyroïde du massif du Lys-Caillaouas : microphotographies	347
Planche XVIII — Granite fin à deux micas de Tramezaygues et micaschistes à sillimanite de son cortège métamorphique : microphotographies	349
Planche XIX — Contacts du granite fin à deux micas de Tramezaygues : microphotographies	351

	Pages
Planche XX — Granodiorite du massif du Lys-Caillaouas, granite de Bordères, granite de Bielsa-Héas-Gavarnie : microphotographies	353
Planche XXI — Schistes anté-gothlandiens métamorphiques de la vallée de Rioumajou : microphotographies	355
Planche XXII — Textures de déformation : microphotographies	357
Planche XXIII — Textures de déformation : microphotographies	359
Planche XXIV — Textures de déformation : microphotographies	361
Planche XXV — Structures de déformation (échelle de l'échantillon)	363
Planche XXVI — Paléontologie	365
Planche XXVII — Structures de déformation (échelle de l'affleurement)	367

TABLEAUX

Tableau I — Composition lithologique de l'Ordovicien en diverses parties de la chaîne et attributions stratigraphiques selon différents auteurs	32
Tableau II — Comparaison des facies des terrains anté-gothlandiens dans les hautes vallées de la Pique et de la Neste	62
Tableau III — Correspondance entre les facies du Dévonien au Nord de la zone primaire axiale et dans la série isoclinale située au Sud du col de Peyresourde	79
Tableau IV — Tableau montrant la répartition dans le temps et dans l'espace des discordances hercyniennes observées dans la chaîne pyrénéenne	96
Tableau V — Tableau chronologique des principaux événements de l'histoire structurale de la haute chaîne des Pyrénées centrales	254

TABLE DES MATIÈRES

	Pages
SOMMAIRE	7
AVANT-PROPOS	9
RÉSUMÉ	15
INTRODUCTION	17
A. — Méthodes d'études	18
B. — Définition de la région étudiée	19
C. — Plan de l'exposé	24

PREMIÈRE PARTIE

EXPLICATION DE LA CARTE GÉOLOGIQUE

CHAPITRE I. — Stratigraphie des terrains anté-gothlandiens	29
A. — Historique	29
B. — Distribution géographique	34
C. — Description des différents termes	35
D. — Assimilations stratigraphiques	39
E. — Description régionale	41
1) Anticlinal du lac d'Oô	41
2) Massif granitique du Lys-Caillaouas	49
3) Virgation de Lassoula	50
4) Anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes	54
5) Synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou	62
Récapitulation	63
F. — Conclusions	64

	Pages
CHAPITRE II. — Les terrains gothlandiens et dévonien	67
I. — Les schistes carburés et les calcaires gothlandiens	67
II. — Les assises dévoniennes	68
A. — Historique sommaire	68
B. — Description régionale	71
1) Coupe des Granges d'Astau aux Courbets par les Granges de Cathervielle	71
2) Coupe d'Artiguelongue à Loudenvielle	74
3) Coupes dans la vallée de Rioumajou	77
4) Récapitulation et Conclusion	77
CHAPITRE III. — Stratigraphie et paléogéographie des terrains permo-carbonifères	81
A. — Historique	81
B. — Distribution géographique	97
C. — Description des différents termes	97
D. — Attributions stratigraphiques	100
E. — Description régionale	100
1) Région située au Nord du col de Peyresourde	100
2) Région située au Sud du col de Peyresourde	104
F. — Récapitulation des observations	107
G. — Conclusions	108
1) Paléogéographie du Dinantien	109
2) Age des mouvements orogéniques	113
CHAPITRE IV. — Tectonique. Les unités structurales	115
A. — Cadre de l'étude et historique	115
B. — Les unités structurales à l'Ouest du Louron	116
1) L'anticlinal de la Géla	116
2) Le synclinal de Moudang et de l'Hospice de Rioumajou	117
3) L'anticlinal de Frédancon-Aygues Tortes	120
4) La couverture chevauchante gothlandienne et dévonienne du pic d'Aret	122
5) La faille de Consaterre	123
C. — Les unités structurales à l'Est du Louron	123
1) Le synclinal du Couartaou et du pic Gourdon	124
2) La faille du lac de Caillaouas	125
3) L'anticlinal du lac d'Oô et de la montagne d'Espichadère	126
4) La faille de la Porte d'Enfer	129
5) La formation de Lourtiga	129
6) Le Dévonien de la couverture septentrionale	129
7) Le Carbonifère de la couverture septentrionale	130
D. — Récapitulation	131

TABLE DES MATIERES

	Pages
CHAPITRE V. — Monographie des massifs cristallins	133
I. — Le cadre structural	133
II. — Les granites du Lys-Caillaouas et de la Maladetta	134
A. — Historique	134
B. — Le granite de la Maladetta	139
C. — Le granite à grain fin à deux micas de Tramezaygues	141
1) Le gisement	141
2) La texture orientée de la roche	142
3) La composition minéralogique	143
4) Les traces de déformation	145
5) Récapitulation	147
D. — Le granite du Lys-Caillaouas	147
1) Le gisement	147
2) Les enclaves schisto-gneissiques	150
3) Composition minéralogique	153
E. — Comparaison des types pétrographiques précédents	156
1) Gisement	156
2) Composition chimique	156
3) Examen des macles des plagioclases	160
4) Comparaison de ces types avec ceux d'autres massifs pyrénéens	160
5) Récapitulation	162
III. — Le massif de Bielsa-Héas-Gavarnie	163
IV — Le granite de Bordères	167
V. — Le granite de Néouvielle	168

DEUXIÈME PARTIE

ANALYSE STRUCTURALE

GÉNÉRALITÉS	173
CHAPITRE I. — Les déformations à l'échelle de l'affleurement	177
I. — Les déformations discontinues	177
A. — Les lithoclases. Généralités	177
1) Les diaclases	177
2) Les paraclases	179

	Pages
B. — Etude systématique	181
1) Panneaux à lithoclases, mais sans paraclases	181
2) Panneaux affectés dans leur ensemble par des diaclases et par des paraclases	182
3) Masses rocheuses voisines des lèvres des failles	183
4) Les fractures avec remplissage minéral	184
5) Gisement spécial du granite fin à deux micas de Tramezaygues	186
II. — Les déformations continues	187
A. — La schistosité	187
1) Le débitage en feuillets parallèles à la stratification	188
2) La schistosité de fracture	188
3) La schistosité de flux	189
4) Conclusions	191
B. — Le boudinage	191
C. — La mobilité de flux des calcaires	193
1) Mise en évidence	193
2) Origine tectonique de la déformation	194
3) La formation de Lourtiga	197
4) Chronologie des déformations	199
D. — Les « plis de rétrécissement »	201
CHAPITRE II. — Les déformations à l'échelle de la carte géologique	203
A. — La reconstitution spatiale des ensembles	203
B. — La construction de profils	204
C. — Les calcaires lubrifiants	212
D. — Récapitulation	214
CHAPITRE III. — Pétrotection	217
I. — Les déformations discontinues	217
II. — Les déformations continues	218
A. — La mobilité de flux	219
B. — L'étirement des conglomérats infra-ordoviciens	220
C. — Les déformations continues dans les séries de quartzites et de schistes peu métamorphiques	221
III. — Les déformations en présence des minéraux de métamorphisme	224
A. — Les déformations dans l'auréole du massif du Lys-Caillaouas	224
1) Auréole du massif de Tramezaygues	224
2) Auréole du massif de granite porphyroïde	227
B. — Les déformations dans la série de Frédancon-Aygués Tortes	230
1) Les niveaux à lits amphiboliques	230
2) Les schistes à minéraux géants	231
IV. — Pétrofabrique	237

TABLE DES MATIERES

TROISIÈME PARTIE

GÉOLOGIE STRUCTURALE

	Pages
A. — Les témoins chronologiques	241
B. — Les générations de granites	242
C. — Le jeu des failles	247
D. — Après les granites	250
E. — Conclusions	252
 APPENDICE	 255
TABLEAUX D'ANALYSES CHIMIQUES	283
BIBLIOGRAPHIE	301
Planches hors-texte	313
Table des figures	369
Table des planches	373
Carte géologique en couleurs	en pochette

DEUXIÈME THÈSE

Proposition donnée par la Faculté :

Les Faunes reliques des Pyrénées

VU ET APPROUVÉ :

Nancy, le 30 septembre 1958

Le Doyen de la Faculté des Sciences :

E. URION

VU ET PERMIS D'IMPRIMER :

Nancy, le 30 septembre 1958

Le Recteur de l'Académie de Nancy :

G. MAYER

IMPRIMERIE LOUIS-JEAN — GAP

Dépôt légal: 235 - 1964

